UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
FACULDADE DE FILOSOFIA, LETRAS E CIÊNCIAS HUMANAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA FÍSICA

**Análise topo e microclimática tridimensional em uma microbacia
hidrográfica de clima tropical úmido de altitude**

Gustavo Armani

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia Física do Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo, para a obtenção do título de Doutor em Geografia Física.

Orientador: Prof. Dr. Emerson Galvani

v.1

São Paulo
2009

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
FACULDADE DE FILOSOFIA, LETRAS E CIÊNCIAS HUMANAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA FÍSICA

**Análise topo e microclimática tridimensional em uma microbacia
hidrográfica de clima tropical úmido de altitude**

Gustavo Armani

v.1

São Paulo
2009

Ficha de Catalogação Elaborada pela Biblioteca/Mapoteca do Instituto Geológico

A54a Armani, Gustavo
Análise topo e microclimática tridimensional em uma microbacia hidrográfica de clima tropical úmido de altitude. / Gustavo Armani São Paulo, 2009. —
2 v. : il. ; 29.5 cm.

Tese (Doutorado) Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas.
Universidade de São Paulo.

Conteúdo: V. 1 ; 123 p. – (Texto) e V. 2 ; 149 p. (figuras, mapas e gráficos)

1. Climatologia. 2. Clima tropical úmido. 3. Microclimatologia. I. Título.

CDD 551.6

Dedico este trabalho

*Aos meus pais,
que não mediram esforços para que eu
pudesse estudar
Márcio Armani &
Elpis Schmid Armani*

*À minha querida esposa
companheira, confidente e amante
Ana Galletti Martins de Oliveira*

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao meu orientador e amigo, Prof. Emerson Galvani, por toda a orientação, ajuda na elaboração, montagem, execução, críticas e sugestões ao longo de todo o trabalho e em todos os momentos, inclusive no campo;

Ao Instituto Geológico, o melhor lugar para se trabalhar, pelo financiamento da pesquisa, apoio logístico e material na execução deste trabalho;

Ao Instituto Florestal e ao Núcleo Cunha pela oportunidade de realização da pesquisa;

À Aninha, minha paixão, pelo apoio e amor incondicional, além de muita paciência comigo na fase final da tese;

Aos meus pais por todo apoio, companheirismo e carinho incondicional;

Ao meu sogro, José Fernando Martins, pela ajuda na revisão do texto até altas horas;

Aos meus amigos pesquisadores do IG pelas mensagens de apoio e dicas na elaboração do trabalho, e um especial agradecimento ao Pesquisador José Antônio Ferrari, pelo apoio e intermináveis orientações; e ao Silvio Hiruma pelas oportunas sugestões;

Aos meus amigos funcionários de apoio à pesquisa do IG, Márcio Felix, Arlete Alves, Lurdeka Sapeka, Marinês, Maria Helena e a todos que sempre foram muito gentis, prestativos e me ajudaram a aliviar o peso do piano que estava carregando.

Ao professor Rubens Junqueira Villela pelas aulas de Meteorologia Sinótica e revisão de algumas análises;

Às Professoras Rosely Pacheco e Sônia Furian por todas as ajudas, correções e sugestões e pelo companheirismo e amizade;

Ao Laboratório de Climatologia e Biogeografia do Departamento de Geografia pelo apoio material, com um agradecimento especial ao meu amigo Rogério Rosolem, sem dúvida o melhor técnico que o Laboratório já teve;

Aos pesquisadores e amigos do Instituto Florestal Valdir, Chico, Mauricio, Roberto Starzynski e aos funcionários do Núcleo Cunha, que me ajudaram muito em todos os trabalhos de campo, carregando peso, subindo morro e pisando na lama: João Batista, Carlinhos, Vanderlei, João Gó, Jair, Aderbal, Antonio Márcio, Zeloca, Dona Jura, Célia e Cleusa,

Aos meus estagiários Victor Nogueira Strazynski e Jessika Rebelo por todo apoio e ajuda durante a execução deste trabalho e por algumas mortais roletas russas de *Dab Coffee*.

RESUMO

ARMANI, G. Análise topo e microclimática tridimensional em uma microbacia hidrográfica de clima tropical úmido de altitude. 2009. 123 f., 2v. Tese (Doutorado) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2009.

O objetivo deste trabalho é avaliar a variação da temperatura e umidade do ar em função: a) das diferentes exposições e declividades de vertentes; b) das diferenças entre a vegetação e o perfil hídrico do solo no espaço tridimensional (vertical e horizontal) da bacia B do núcleo Cunha do Parque Estadual da Serra do Mar, Estado de São Paulo.

O estudo foi realizado com base no conceito de ritmo apoiado pelo trabalho de campo buscando relações consistentes entre atributos e controles climáticos. Foi realizado o monitoramento de temperatura e umidade do ar com frequência de amostragem de 15 minutos durante o inverno de 2008 ao outono de 2009. Os dados registrados foram analisados e relacionados aos controles climáticos de superfície e com os sistemas atmosféricos atuantes para três níveis isobáricos: superfície, 500 hPa e 250 hPa. Dos cruzamentos entre os vários produtos obtiveram-se diversos mapas e diagramas espaço-tempo que representam a estrutura espacial e vertical dos atributos climáticos.

Os resultados apontam para a importância do relevo nos ritmos climáticos, relacionados aos processos que são derivados, com as vertentes SW mais frias e úmidas e com ritmos mais lentos em relação às vertentes NE. Os vales apresentam as maiores amplitudes e ritmo mais rápido, enquanto os topos o oposto. Sobre o vale os nevoeiros são frequentes, bem como a formação de orvalho e geada, enquanto os topos estão normalmente livres desses fenômenos.

A comparação dos microclimas revelaram que o dossel mais aberto apresenta ritmos mais variáveis, regulados pela presença-ausência do Sol, enquanto que dentro da floresta o ritmo é mais harmônico, regulado pela biomassa e lentos fluxos de água no solo. Revelou ainda pela análise tridimensional que o perfil vertical dos atributos climáticos é determinado pelas características do dossel, pelo perfil hídrico do solo e da posição topográfica. Sob situações de calor extremo a transpiração das árvores é importante para a manutenção da umidade dentro da floresta, dificultando também a elevação da temperatura nestes ambientes.

Palavras-Chave: Controles e atributos climáticos, topoclimas, microclimas, perfil vertical, sistemas atmosféricos, dossel da vegetação.

ABSTRACT

ARMANI, G. Topo and microclimatic tridimensional analysis in a drainage microbasin of altitudinal humid tropical climate. 2009. 123 f., 2v. Ph.D. Dissertation – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2009.

The objective of this work was to evaluate air temperature and humidity variations related to: a) different hillslope orientations and gradients; b) differences between vegetation types and soil moisture profile in tridimensional space (vertical and horizontal). The study area was a drainage microbasin called “Basin B”, located at “Núcleo Cunha do Parque Estadual da Serra do Mar”, eastern São Paulo state.

The study was based on the rhythm concept, supported by field work, in order to find consistent relationship between climatic attributes and controls. It was performed an air temperature and humidity monitoring in a sampling frequency of 15 minutes, from winter of 2008 to fall of 2009. The collected data were analyzed and then associated with climatic surface controls and atmospheric systems at 3 isobaric levels: surface, 500 hPa and 250 hPa. Maps and space-time diagrams, representing the spatial and vertical structure of climatic attributes, were obtained by the crossing analyses of all data.

Results pointed out the importance of landforms on the control of climatic rhythms and associated processes. Southwestern hillslopes are colder and more humid, presenting slower rhythms if compared with NE hillslopes. Valleys present higher amplitudes and rhythm speed if compared with tops. Over the valleys, the occurrence of fog, dew and frost are frequent, but these processes aren't registered on the tops.

Comparison between different microclimates revealed that the opened canopy present more variable rhythms, regulated by presence-absence of sunlight. Inside the forest the rhythm are more harmonic, being regulated by biomass and slow subsurface water flows. Also, the tridimensional analysis revealed that the vertical profile of climatic attributes is determined by canopy structure, soil moisture profile and topographical position. Under extreme heat situation, tree transpiration is very important to keep the humidity inside the forest, preventing the elevation of temperatures in these environments.

Key words: climatic attributes and controls, topoclimate, microclimate, vertical profile, atmospheric systems, canopy forest.

SUMÁRIO

Dedicatória	iii
Agradecimentos	iv
Resumo	vi
Abstract	vii
Índice.....	xix
Lista de quadros.....	x
Símbolos/Siglas	xi
1. Introdução.....	1
2. Método	8
3. Área de estudo	16
4. Controles climáticos.....	25
5. Sistemas atmosféricos	39
6. Topoclimas	53
7. Microclimas	71
8. Conclusões e considerações finais	95
9. Bibliografia	102
Anexos.....	106

ÍNDICE

1. Introdução.....	1
2. Método	8
2.1. Os fundamentos teóricos.....	9
2.2. O espaço e o tempo em análise	14
2.3. Conexões	15
3. Área de estudo	16
3.1. A bacia B do Núcleo Cunha	23
4. Controles climáticos.....	25
4.1. Materiais e procedimentos	26
4.2. Resultados	33
5. Sistemas atmosféricos	39
5.1. Materiais e procedimentos	40
5.2. Resultados	44
6. Topoclimas	53
6.1. Materiais e procedimentos	54
6.2. Resultados	56
7. Microclimas	71
7.1. Materiais e procedimentos	72
7.2. Análise “horizontal” dos microclimas (postos a 1 metro do solo).....	74
7.3. A variação dos atributos no perfil vertical da floresta.....	84
8. Conclusões e considerações finais	95
9. Bibliografia	102

LISTA DE QUADROS

Quadro 1. Frequencia absoluta (nº dias) e relativa (%) sazonal e anual dos sistemas atmosféricos em Cunha, SP, do inverno de 2008 ao outono de 200945

Quadro 2. Frequencia relativa (%) mensal, sazonal e anual dos sistemas atmosféricos em Cunha, SP, entre o inverno de 2008 e o outono de 2009.....46

Quadro 3. Ritmo sazonal dos sistemas frontais (número, duração e intervalo) em Cunha, SP, entre o inverno de 2008 e o outono de 2009.....47

ANEXOS

Anexo 1: RESUMO DAS ANÁLISES SINÓTICAS DE 9-17/11/2008.....117

SÍMBOLOS / SIGLAS

ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
AC.....	Autocorrelação
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
Ea.....	Pressão atual de vapor (mmHg)
Es	Pressão de saturação de vapor (mmHg)
FCC	Função de Correlação Cruzada
FQ	Frente Quente
FPA	Frente Polar Atlântica
hPa	hectopascal
INMETRO.....	Instituto Nacional de Metrologia, Normalização e Qualidade Industrial
JST	Jato Subtropical
JPN.....	Jato Polar Norte
JPS	Jato Polar Sul
mgp	metro geopotencial
R.....	Repercussão da Frente Polar
RFPA	Frente Polar Reflexa
SPA	Sistema Polar Atlântico
SPC	Sistema Polar Continental
SPT	Sistema Polar Tropicalizado
STA.....	Sistema Tropical Atlântico
STAC	Sistema Tropical Atlântico Continentalizado
STC	Sistema Tropical Continental
T.....	Temperatura do ar (°C)
Td.....	Temperatura do ponto de orvalho (°C)
UR.....	Umidade relativa do ar (%)
UA.....	umidade absoluta do ar (g.m ⁻³)
VC.....	Vórtice Ciclônico
VCAN	Vórtice Ciclônico de Altos Níveis

1. INTRODUÇÃO E APRESENTAÇÃO

*Quando nasce o dia,
O tempo dispara.
Ou será que pára,
Pra ver o sol se levantar?
Quem será que manda na vida?
Quem dá a partida?
Quem que reinventa a luz?
Quem que faz esses azuis?*

*Como é mesmo que anda o tempo?
Será, sempre assim, tão lento?
Será que passa é por dentro de nós?
Será que é o sol que ordena,
E o tempo que obedece?
Ou será que o sol só desce,
Quando o tempo eleva a luz? Vós!*

*Passa o tempo, passa a estrada,
Ou será que nada passa?
Nada conta além da graça do amor.
O Amor que é raio e centro,
Eternidade e momento,
Nosso solidário redontor.
Único Senhor do Tempo,
Amor!*

(Caetano Veloso & Milton Nascimento, Senhor do Tempo)

Este trabalho insere-se num contexto de pesquisas da Geografia relacionado à expressão geográfica do clima. Ainda sobre este aspecto, a escala desta pesquisa, que justifica a relação espaço-tempo, é aquela voltada aos espaços onde a vida se realiza e se desenvolve em sua maioria, ou seja, a fina camada de ar próxima ao solo. Essa película de ar é denominada de Camada Limite Planetária (*Boudary Layer*), que varia em altura da superfície da Terra até aproximadamente 1,5 km. Se aproximando ainda mais da superfície, encontra-se a Camada Limite Superficial (*Surface Boundary Layer* ou *Canopy Layer*), que é aquele ar compreendido dentro da cidade, nos *canyons* urbanos, nas ruas da cidade, dentro dos parques e abaixo do dossel das árvores.

A respiração, processo fisiológico essencial para a maioria dos seres vivos, ocorre e depende do ar que se movimenta nesta(s) camada(s) próxima(s) da superfície. A difusão dos gases, e os ciclos de energia e matéria, são dependentes do movimento do ar junto ao solo, promovendo a mistura e evitando o envenenamento da vida na Terra. O transporte dos poluentes emitidos pelas atividades urbanas (e também agrícolas), depende essencialmente dos processos turbulentos (difusão, mistura, transporte) dessa camada para se dispersarem. Não é só o transporte de poluentes e gases que o ar junto ao solo transporta. Ele semeia também a vida, carregando polens e sementes para lugares distantes de onde foram lançados.

A Geografia tem se ocupado da análise climática nestas escalas há algum tempo, com os estudos de clima urbano que remontam ao século XIX. No Brasil essa preocupação surge com mais força recentemente, com o trabalho de Monteiro (1976) sobre o tema. A partir daí multiplicam-se estudos nas áreas urbanas brasileiras buscando compreender como a atmosfera da cidade era transformada pela urbanização e pelos processos sociais de produção do espaço. Tarifa (1981) começa a investigar essa escala de detalhe climática apoiado no trabalho de campo, no contato direto com a realidade. Ao longo dos anos de docência esse professor/pesquisador desenvolveu vários trabalhos de campo em áreas naturais com seus alunos, dos quais se pode citar: Parque Nacional de Itatiaia Reserva Ecológica da Juréia, Parque Nacional da Serra do Cipó, Parque do Jaraguá, Parque Estadual da Serra da Cantareira. Esses trabalhos desenvolvidos ao longo dos anos com seus alunos e sua preocupação com os climas na escala em que a vida se realiza culminaram na tese de livre-docência do professor, sobre os climas dos maciços isolados da Juréia (TARIFA, 2002), certamente um dos mais importantes trabalhos de climatologia de escalas de detalhe da Geografia.

As pesquisas do professor Tarifa não eram somente restritas às áreas naturais.

Ele mesclava entre o urbano e natural, sempre mediado pelo trabalho de campo. Ainda assim nota-se que as pesquisas se concentraram mais nas áreas urbanas. Talvez o próprio momento social (científico-cultural?) da época conduzem a estudos sobre a questão ambiental, dirigindo logicamente àquelas áreas com maiores problemas ambientais: as áreas urbanas. Desta forma, estudos sobre áreas naturais sempre foram menos numerosos que aqueles relacionados às áreas urbanas na climatologia.

Atualmente nota-se um movimento na busca do conhecimento sobre as áreas naturais no âmbito da Geografia. Uma rápida pesquisa nos Anais de Simpósios e Congressos da Geografia Brasileira percebe-se esse movimento de retorno ao natural. No entanto, os trabalhos de climatologia urbana ainda são mais freqüentes.

Trabalhos nesta escala de análise, denominadas topo e microclimáticas, envolvem técnicas de análise especiais, com equipamentos especiais instalados conforme os objetivos do trabalho (Figura 1). As estações meteorológicas convencionais deixam de ser o padrão e referência de dados nestas escalas, cujas características são determinadas pela interação da atmosfera com as características da superfície que ela interage, produzindo repercussões na variação horária dos elementos do clima e modificando o balanço de energia (Figura 2).

A partir da figura 2 verifica-se que os processos na atmosfera iniciam-se com o balanço de radiação e terminam no balanço de energia (microclima) que ocorre junto ao solo.

Neste sentido diversos trabalhos foram realizados para verificar como se desenvolvem esses processos na escala topo e microclimática. Os trabalhos nas escalas inferiores (micro e topoclimas) do clima foram, de certa forma, sistematizados por Geiger (1990), que por meio de uma densa e extensa revisão de pesquisas sobre microclimatologia, estabeleceu conceitos, procedimentos e métodos para as pesquisas nas escalas climáticas de detalhe. O empirismo dos trabalhos citados e produzidos por Geiger (*op. cit*) garantiu a formação de bases teóricas sólidas para o conhecimento em microclimatologia. Arya (2001) e Foken (2008) fornecem mais a fundamentação numérica da micrometeorologia, principalmente sobre perfis verticais de temperatura e umidade na camada limite planetária.

A variação espacial da temperatura em noite estáveis foram muito estudadas, pois nestas situações a inversão térmica que normalmente forma é prejudicial à dispersão de poluentes e pode promover geada, gerando prejuízos à atividade

agropecuária. Neste sentido Shitara *et al.* (1973) estudaram a variação em micro-escala do resfriamento noturno numa bacia hidrográfica no nordeste do Japão, concluindo que o padrão de resfriamento noturno daquela bacia hidrográfica é muito complexo, mesmo sob situações de calmaria e de céu limpo. Lee *et al* (1995), Vosper e Brown (2008), e Bitencourt e Acevedo (2008) apresentam modelos numéricos do escoamento da baixa troposfera em diferentes tipos de vales e as condições para formação de inversão térmica e piscinas de ar frio sobre os vales. A profundidade, orientação e rugosidade do vale e a sua posição em relação aos ventos regionais influenciam no padrão de escoamento durante a noite, influenciando a formação da piscina de ar frio. Shitara *et al.* (1973), Jardim (2007) e Fialho e Azevedo (2009) também relatam a influência da drenagem noturna de ar frio nos vales e a conseqüente formação de inversão térmica, mas que esse padrão é alterado pela urbanização.

Kidron (2000) estudou a precipitação de orvalho numa pequena bacia hidrográfica no deserto de Neguev, concluindo que o relevo tem um papel fundamental nestes casos, pois permite que os fluxos advectivos criem condições para precipitação de orvalho mesmo após o nascer do sol, garantindo o suprimento necessário de água para a vida que se desenvolve nestes ambientes. Tarifa (1981) discute que as mudanças no ritmo das trocas verticais de radiação e horizontais (fluxos advectivos) dependem substancialmente da natureza e características da superfície (topo e microclima). Segundo Friedrich e Mölders (2000) as mudanças no fluxo de calor causadas pelas diferentes características das superfícies provocam alterações na microescala, gerando brisas de vegetação e movimentos verticais na atmosfera, que promovem alterações nas propriedades da atmosfera também em meso-escala, influenciando na formação de nuvens *stratus*. Tarifa (2002) apresenta um original estudo geográfico, denso e ricamente ilustrado, sobre os climas dos maciços isolados da Juréia. Neste trabalho o autor se apoiou na ritmanálise para interpretar a variação dos atributos climáticos aos controles de diversas escalas. Ele define unidades fitomorfoclimáticas que refletem a evolução da vegetação, do clima e da própria vida nos maciços. Zhang e Huang (2004) estudaram as trocas de vapor de água entre o solo e a atmosfera no deserto de Gobi sobre uma superfície próxima a um oásis, afirmando que o antagonismo e a interação entre o oásis e o deserto não só forma uma distribuição ecológica de energia e matéria, mas também revela a tendência da dinâmica de desertificação ou oasificação no mundo natural (efeitos de borda). Os autores demonstraram que para esta realidade a umidade dos horizontes superficiais do solo são originadas da condensação do vapor de água na atmosfera.

Nos ambientes microclimáticos é importante descrever a variação vertical dos atributos, pois são indicativos dos processos que regulam o microclima e a transferência de energia e matéria do solo para a atmosfera acima dele, ou vice-versa. Vários trabalhos abordam os atributos climáticos e sua variação vertical dentro de florestas, plantações, ou cidades, seja por meio de experimentos, ou por meio de modelos numéricos. A maioria deles estudam os perfis verticais são mais relacionados puramente à física da atmosfera, sob um enfoque mais meteorológico (RIJKOORT *et al*, 1971; DRUILET *et al*, 1971; SMITH *et al*, 1972; SHITARA *et al*, 1973; BORBA *et al*, 2002; PEREIRA NETO, MATTOS, 2002; ZHANG, HUANG, 2004; MARQUES FILHO *et al*, 2005; SOUSA *et al*, 2006; SA, ANDRADE, 2006; CORRÊA, 2007; CORRÊA *et al*, 2007), sendo que na Geografia, que estabelece relações dos atributos com os controles climáticos, e o seu contexto espacial, esse tipo de enfoque é raro e os únicos trabalhos que se conhece sobre a variação vertical dos atributos são de Monteiro e Azevedo (2005) e Lima (2009). Os primeiros estabeleceram relações entre os microclimas e a variação vertical da temperatura e umidade de dois fragmentos de mata situados em duas matrizes de paisagens distintas: uma urbana e outra rural. Os autores demonstraram que sob as mesmas situações atmosféricas os dois microclimas apresentam diferenças, sendo que a explicação para este fato advém da alteração do balanço hídrico na área urbanizada. A área vegetada trabalha como um fornecedor de umidade para o entorno mais seco (área urbana); o segundo autor estudou a modificação imposta pelo dossel do mangue na radiação solar, no vento, na chuva e na temperatura. Os poucos trabalhos da Geografia sob este aspecto releva que a leitura geográfica do clima ainda poderia ser expandida nos ambientes microclimáticos sob a ótica da geografia.

Alguns trabalhos na Geografia que estudam os climas têm buscado por uma relação temporal consistente entre os controles (latitude, relevo, altitude, uso do solo, etc.) e os atributos climáticos (temperatura, umidade, chuva, vento, etc.), utilizado como um pressuposto para superar as dificuldades de compreensão, representação e complexidade das realidades climáticas, principalmente na camada de ar próximo à superfície (Camada Limite Planetária).

Partindo-se da premissa de que “o(s) clima(s) de um determinado lugar na superfície da Terra é (são) uma composição das totalidades dos ritmos dos estados atmosféricos para uma determinada relação espaço-tempo” (TARIFA, 2001, p.29) assume-se que o ritmo é a essência geográfica do clima, pois o espaço contém dialeticamente o tempo (meteorológico e cronológico) (TARIFA, 2002). Assim, se há ritmo, ocorre transformação

de energia, logo os estados atmosféricos dependem da natureza do espaço (TARIFA, 1981, 2002). A interação entre controles e atributos climáticos expressa a resultante dos processos, criando identidades climáticas (TARIFA, 2002).

Essa premissa orientou o trabalho de Armani (2004), em que foi possível notar que espaços muito pequenos, da ordem de dezenas de metros, a temperatura do ar e a umidade relativa do ar variam significativamente em função dos controles topo e microclimáticos. Este trabalho é continuação com alguns incrementos da pesquisa concluída em 2004, que agora se direciona às variações verticais dos atributos. Assim, em termos escalares, este trabalho está centrado nas escalas climáticas inferiores (microclima e topoclima), mas também fará decomposições escalares dos climas Regional - Local, para compreensão das interações e trocas energéticas entre as escalas, buscando a compreensão dos ritmos climáticos em diferentes ambientes e a diferentes alturas na Mata Atlântica.

Partindo das premissas levantadas por Tarifa (2002) dos resultados apresentados por Armani (2004) levanta-se as seguintes hipóteses a serem testadas:

- 1) O relevo seria capaz de promover alterações significativas nos atributos climáticos em pequenas distâncias? Essas influências ocorrem sob qualquer sistema atmosférico?
- 2) Se as influências do relevo existirem nesta escala, a vegetação e o perfil hídrico do solo seriam capazes de subdividir os topoclimas em microclimas? Sob quais sistemas atmosféricos a influência dos controles microclimáticos se manifestam?
- 3) Neste sentido, o perfil vertical dos atributos climáticos dentro do perfil da floresta é diferente em função da configuração do sítio (controles climáticos)? E em função dos sistemas atmosféricos?

No intuito de responder às hipóteses, este trabalho tem como objetivo geral caracterizar a importância e influência dos controles climáticos nas variações de temperatura e umidade. Subdividindo em objetivos específicos detalha-se:

- 1) a importância e influência do relevo com suas diferentes exposições de vertentes e declividades na variação dos atributos climáticos;
- 2) a influência dos controles microclimáticos, tipo de vegetação, abertura

do dossel e perfil hídrico do solo sob dois aspectos: a) da variação horizontal dos atributos climáticos associada aos controles; b) da variação vertical dos atributos dentro do perfil da floresta em dois sítios distintos, um no vale e outro no topo;

3) verificar a importância dos sistemas atmosféricos e o ritmo sazonal nos topo e microclimas (objetivos específicos 1 e 2), considerando sua sucessão, encadeamento, duração e frequência.

Cabe ressaltar que este trabalho foi organizado de uma forma alternativa ao normalmente adotado. Os capítulos que seguem são: 2. Método, que traz a maneira como o pensamento é organizado e articula os resultados que são apresentados separadamente; 3. Área de Estudo, que apresenta as características da realidade que se escolheu para desenvolver o estudo; 4. Controles climáticos, que apresenta os resultados parciais dos controles que foram utilizados para interpretação e subsidia as análises topo e microclimáticas; 5. Sistemas atmosféricos, que apresenta os resultados da análise da circulação atmosférica e dos sistemas atmosféricos no período de análise; 6. Topoclimas, que apresenta os resultados da interação entre os sistemas atmosféricos com os controles climáticos (relevo – orientação e declividade das vertentes) produzindo as variações de temperatura e umidade; 7. Microclimas; que apresenta o resultado da interação dos sistemas atmosféricos com os controles relacionados à cobertura do solo (vegetação) e perfil hídrico do solo; 8. Conclusões e considerações finais, que apresenta a integração e o resultado das análises e relaciona aquilo que pode ter ficado isolado durante o processo analítico. É um momento de síntese, de construção, contraditório ao movimento anterior, de decomposição, análise. Os capítulos apresentam cada um os materiais e procedimentos que foram utilizados para aquele determinado tipo de análise, tendo sido excluído o tradicional capítulo de “Materiais e Métodos” que agrupa todos os procedimentos. Optou-se também por fazer um volume apenas com os textos e quadros e um segundo volume contendo apenas as figuras, gráficos, mapas e fotos, para que o leitor possa correr pelas várias figuras que se comenta enquanto se lê uma página. Além disso, o segundo volume foi organizado com o propósito de criar uma seqüência de imagens auto explicativas da tese, ou seja, que dali pudesse-se obter a compreensão do que se propõe com este trabalho. Entende-se que as figuras também contemplam e representam a visão do autor, mas que elas contém dados do real que podem ser reinterpretados por todos. Espera-se dessa forma, que a leitura da tese seja mais agradável e menos densa, mas sem perder conteúdo.

2. MÉTODO

*“Se depender de mim, nunca
ficarei plenamente maduro
nem nas idéias nem no estilo,
mas sempre verde, incompleto,
experimental.” (Gilberto Freire,
Tempo morto e outros tempos)*

O roteiro metodológico da investigação que se colocou para esta pesquisa pode ser acompanhado pela figura 3. Cabe ressaltar que o método aplicado neste trabalho foi, em grande parte, aprendido a partir das leituras dos trabalhos e da convivência com o Prof. José Roberto Tarifa no Laboratório de Climatologia e Biogeografia do Departamento de Geografia da USP.

2.1. Os fundamentos teóricos

A realidade se apresenta aos seres humanos. Ela é vivida e experimentada cotidianamente. Cada pessoa percebe a realidade e a vive de uma forma diferente, em função dos “filtros” ou “lentes” que ela adquire ou adota ao longo de sua história de vida. O presente autor vive, trabalha, produz e reproduz, no seu cotidiano sob a “lente” ou ótica da Geografia. A dialética rotineira entre a teoria, do conhecimento adquirido e construído por várias pessoas ao longo da história humana, entra constantemente em conflito com as situações vividas na prática. Neste sentido, optou-se por uma conduta do pensar, tomado como um axioma para amenizar os conflitos internos enquanto pesquisador perante a realidade:

“A teoria emerge da prática e a ela retorna. A natureza se revela a nós pela prática, pela experiência, e tão somente pela prática é que a dominamos de modo efetivo. A prática, portanto, é um momento de toda a teoria: primeiro e último, imediato e inicial e retorno ao imediato. E vice-versa, a teoria é um momento da prática desenvolvida, daquela que supera a simples satisfação dos conhecimentos imediatos”.
(LEFEBVRE, 1975, p. 235, *apud* TARIFA, 2002).

A prática que cada um desenvolve conduz ao movimento do pensamento de cada pessoa. Esse pensamento, e o movimento dele, relacionam-se intimamente ao objeto que é pensado. O objeto da prática (e da teoria também) que se tem trabalhado é, e tem sido, o *ar* “que circunda, envolve e protege tudo que existe dentro deste planeta. Talvez, dentre todos os estados da matéria, este seja o mais mutável, o mais dialético em sua composição, transformação e temporalidades. Dos cinco elementos gregos, somente o ar é invisível e usado como sinônimo de nada, e, no entanto, preenche todos os espaços e não tem forma definida”. (TARIFA, 2002). Parafraseando Chico Buarque, é preciso lembrar que um copo vazio está cheio de ar!

O ar compõe toda a atmosfera, preenche um pouco do solo e também da água. Ele acompanhou e se modificou junto com a história da Terra. De toda a atmosfera,

a maioria dos processos vitais, dentro dela, ocorrem na camada limite planetária, mais precisamente na interface entre solo-vida-atmosfera. Esta fina camada de ar é o objeto central e o campo de estudo geográfico dos climas (TARIFA, 2002). Desta forma, e sem perder a *noção de totalidade* (SETTE, 2000), pode-se dizer que “o(s) clima(s) da proximidade do chão depende(m) fundamentalmente da natureza do espaço” (TARIFA, *op. cit.*). No entanto, como todo espaço (físico, biológico e social) é um produto histórico, a natureza do tempo, ou dos ritmos torna-se também um conceito central.

Ora, assim, o ritmo é a essência geográfica do clima (MONTEIRO, 1969). A maioria dos trabalhos em climatologia quase sempre se apoiou no ritmo dos elementos climáticos. Para Azevedo (2001) o ritmo sempre foi o paradigma da climatologia. Por exemplo, Hann e Köppen buscavam, por meio das normais e médias, os ritmos diário e anual da insolação.

É necessário dizer que dentro de uma concepção de ritmo, se houver redução dos dados para médias, estas devem ser sempre feitas para um período (ou segmento dele) que seja capaz de expressar a natureza do ritmo do fenômeno. Evidentemente, “as médias de longo período ou normais, quando tomadas isoladamente, estancam para o movimento. É uma abstração, onde Belém e Santos aparecem como tendo a mesma classificação climática” (TARIFA, 2002, p.97). Se apenas as quantidades são levadas em consideração, esquecidas das qualidades (processos), as abstrações numéricas produzem erros como classificar o clima de Santos como igual ao de Belém, conforme citado. Um balanço entre quantidade e qualidade é desejável para se aproximar da realidade.

Neste sentido as proposições de Sorre (1951) e Monteiro (1969, 1971) representam um avanço apreciável ao que era praticado nas pesquisas em climatologia. O conceito de clima de Sorre (1951), “*l’ambiance atmosphérique constituée par la série des états de l’atmosphère au-dessus d’un lieu dans leur succession habituelle*”, coloca novos paradigmas para a interpretação da realidade climática. O conceito de “habitual” é certamente melhor que o uso da média, porque tem em si a idéia de retorno, frequência e intensidade, que faz com que se aproxime da noção de ritmo. Outro conceito fundamental é o de “sucessão”, que contém as idéias de encadeamento, de duração, de presença-ausência, ou seja, a essência do ritmo (TARIFA, 2002).

Monteiro (1971), apoiado nas idéias de Sorre (1951), propôs a análise rítmica como um processo interativo entre a circulação atmosférica e os elementos do clima.

Monteiro (*op. cit.*) estabelece três regras básicas, a saber:

“Admitimos, pois, como válida a conclusão de que o ritmo climático só poderá ser compreendido através da representação concomitante dos elementos fundamentais do clima em unidades de tempo cronológicas pelo menos diárias” (p. 9);

“Só a análise rítmica detalhada ao nível de ‘tempo’, revelando a gênese dos fenômenos climáticos pela interação dos elementos e fatores dentro de uma realidade regional é capaz de oferecer parâmetros válidos à consideração dos diferentes e variados problemas geográficos” (p. 12);

“Na análise rítmica, as expressões quantitativas dos elementos climáticos estão indissoluvelmente ligadas à gênese ou qualidade dos mesmos” (p. 13).

A preocupação com a problemática ambiental urbana em meados dos anos 70 por Monteiro, conduziu-o para uma nova abordagem no clima urbano, quando apresentou o seu trabalho “Teoria e Clima Urbano” (MONTEIRO, 1976).

Assim, durante este período, as pesquisas em climatologia desenvolvidas pelo Laboratório de Climatologia do Instituto de Geografia da USP estavam ligadas, por um lado, à análise da circulação regional, e por outro, a um objeto bastante complexo (as áreas urbanas), onde os controles climáticos são de ordens hierárquicas inferiores (topo e microclimáticos). Havia aí uma descontinuidade de análise entre as escalas e, obviamente, entre os processos (ver figura 2). Durante as décadas de 80 e 90 vários trabalhos foram desenvolvidos contribuindo para apresentar novas metodologias e conceitos capazes de resolver esta descontinuidade.

O trabalho de Sette (2000) apresenta uma solução para a integração entre as escalas, partindo-se do conceito de “totalidade”. A proposta da autora é o holorritmo, que se refere a uma concepção holística do espaço geográfico, que busca compreender as interações entre os fenômenos físicos, biológicos e sociais que estão indissoluvelmente ligados, do menor ao maior táxon. Portanto, o conceito de holorritmo partiu de uma amarração filosófica e de observações empíricas em termos da compreensão da *realidade*, em função de totalidades integradas (holística), onde as propriedades não podem ser reduzidas a unidades menores, sem manter o conjunto de relações nas várias ordens de grandeza. Cada unidade pertence necessariamente

a um mundo único (espaço e tempo), que se movimenta através de vários ritmos (SETTE, 2000).

A partir de um balanço da produção do Laboratório de Climatologia, Tarifa (2001) apresenta uma nova hipótese a ser testada; um novo conceito de clima. Parte-se da premissa que a proposta desse autor é a mais adequada à compreensão das realidades climáticas. Assim sendo, “*o(s) clima(s) de um determinado lugar na superfície da Terra é (são) uma composição das totalidades dos ritmos dos estados atmosféricos para uma determinada relação espaço-tempo*” (TARIFA, *op cit.*, p.29). Esse conceito foi a base desta pesquisa, frente à realidade da bacia B. Esta revisão conceitual foi complementada por Tarifa (2002).

Como ritmo pressupõe movimento, e os movimentos na atmosfera são decorrentes das diferenças de pressão, densidade e temperatura, sempre que há ritmo há transformação de energia; assim, os estados atmosféricos na baixa troposfera dependem da natureza do espaço (TARIFA, 2002).

O todo ou a totalidade conduz o processo analítico enquanto o ritmo define a percepção do movimento, das diferenças e totalizações contidas no tempo e no espaço. Por outro lado, a abordagem holoritmica, sendo multiescalar, ajuda na relação sujeito/objeto, inserindo o observador no movimento das realidades climáticas. Se conceito de holorritmo pressupõe a busca das conexões dialéticas entre o singular e o universal, no tempo e no espaço, sua aplicação se dá através da pluralidade e na interação dos ritmos históricos contidos em cada lugar, envolvendo temporalidades cósmicas, físicas, biológicas, humanas, e sociais. O segundo pressuposto são os tempos concretos da vida (enquanto totalidade) e implica sempre numa polirritmia, para uma dada relação espaço-tempo. Esta relação refere-se sempre a um “todo”, unidade na diversidade, ou totalidade orgânica, em permanente transformação (SETTE, TARIFA, 2002).

Como o ritmo depende da natureza do espaço, a busca por uma relação consistente entre os atributos e controles climáticos é um dos meios para tentarmos superar a dificuldade de compreensão e representação das realidades climáticas na interface solo-vida-atmosfera. Desta forma, se há uma relação entre controles e atributos climáticos, o espaço expressa a resultante dos processos e ritmos, criando as unidades ou identidades climáticas (TARIFA, 2002). A hierarquização dos controles meteorológicos de macroescala (latitude, longitude, distância dos oceanos, circulação atmosférica) com aquelas de mesoescala (relevo, orientação topográfica,

forma, altitude, declividade entre outros) e os de microescala, diretamente ligados à superfície do solo (cobertura do solo, superfícies líquidas, etc.) (Figura 2), possibilita a decomposição dos volumes das camadas de ar, em um contínuo processo de análise (decomposição) e síntese (integração), para compreender as unidades climáticas ou “climas”, em suas relações espaço-tempo (Figura 3). O caminho da abstração entre o regional, local, topo e micro é composto por uma série de oposições de contrários e por mudanças de ritmos, ou ainda da composição ou divergência de ritmos. Pressupõe ainda alterações nas relações de quantidade e qualidade nos atributos climáticos com mudanças no ritmo pelos controles associados ao espaço produzido.

Considerando-se que os fluxos e insumos energéticos de macroescala são permanentemente utilizados, dissipados e transformados pela vida, pelo espaço e pelas suas formas de apropriação/produção, supõe-se que os controles meso, topo e microclimáticos redefinam as ofertas, disponibilidades e ritmos nos lugares onde a vida se desenvolve. Assim, *“se os ritmos são sempre composições (oposições, associações, convergências ou divergências), então os insumos climáticos de ordem hierárquica superior são sempre redefinidos pela forma e conteúdo do (no) espaço próximo à superfície da Terra”* (TARIFA, 2002, p.28). O conjunto de atributos e controles climáticos caracteriza o clima em cada lugar, marcam o ritmo e compõe a paisagem (TARIFA, SETTE, 2009).

É a busca dessa relação consistente, entre atributos e controles climáticos que no roteiro metodológico (Figura 3) ilustra o a circulação atmosférica interagindo com os controles climáticos de superfície produzindo resultados nos dados registrados que caracterizam os topo e microclimas.

O trabalho de campo é o mediador do conflito entre a teoria e a prática, entre os dados registrados e a observação. Ele conduz a uma técnica intelectual mais “artesanal”, onde a relação teoria/prática brota, tanto com a identificação dos problemas como na formulação de hipóteses, com importância social e dentro de uma concepção de totalidade (TARIFA, SETTE, 2009). Segundo Tricart (1980) o trabalho de campo se mistura com a própria dialética da pesquisa, embutindo uma oscilação constante entre a formulação de conceitos, análise dos dados e o próprio estabelecimento de representações mentais, esquemas explicativos e suas aplicações aos fatos estudados. Considera ainda que a dialética baseada no trabalho de campo é um elemento indispensável da percepção objetiva dos dados de base do raciocínio científico; quando ela está ausente, elaboram-se teorias que só têm relações distantes da realidade perceptível e que, por isso não possuem qualquer utilidade social, pois

não podem orientar a ação.

Inserindo o trabalho de campo, mesmo que episódico, numa concepção teórica de totalidade (holorrítmica), é possível perceber aspectos importantes dos movimentos rítmicos singulares do tempo meteorológico, do clima e do ambiente, sem perder suas interações com o planeta (TARIFA, SETTE, 2009).

2.2. O espaço e o tempo em análise

O espaço em análise é um recorte, um fragmento da realidade observada e percebida, representada pela “*Bacia B*” do Núcleo Cunha do Parque Estadual da Serra do Mar. Ora, porque o espaço de análise eleito foi esse?

A evolução quaternária sob climas de altitude em fragmentos dos planaltos elevados do Sudeste do Brasil deu origem a um sistema de paisagem singular na região tropical, os altos campos, que possuem características próprias de clima, formas de relevo, formações superficiais e de vegetação (HIRUMA, 2007). Nas maiores altitudes, normalmente superiores a 1800 metros, predominam a vegetação dos campos de altitude, e abaixo desta as matas de neblina sendo logo sucedidas pela mata pluvial tropical conforme diminuem as altitudes (HUECK, 1972). Desta forma, a paisagem é subdividida em mosaicos de combinações específicas de relevo, solos, vegetação e climas, criando identidades, ou unidades, únicas nos planaltos do Sudeste do Brasil. Aliada à evolução da natureza, as transformações que a sociedade imprimiu a área ao longo da história humana neste espaço o torna também singular. O desmatamento e as trilhas produzidas pelos tropeiros carregados de ouro, pela agricultura do café mal sucedida neste território promoveram mudanças na dinâmica da paisagem, com alterações nos caminhos da água no solo, nos rios, remodelando o relevo outrora coberto de mata Atlântica. A criação do parque inverteu, de certa forma, o processo de produção destes ciclos anteriores. Desde o início do Parque, em 1974, a vegetação passou por um processo de regeneração, mas sempre sofrendo pressões da sociedade, seja por palmiteiros e caçadores, seja pelo uso da natureza que está conservada no parque, com passeios pelas trilhas e banhos de cachoeiras. Esse espaço de análise modifica os estados do ar (objeto) que transita sobre ela.

Os estados atmosféricos nesse espaço foram monitorados a partir de registradores de temperatura e umidade relativa do ar por um período de um ano, desde o inverno de 2008 ao outono de 2009. Neste intervalo os registros foram obtidos a cada 15 minutos ininterruptos.

2.3. Conexões

Partindo de experimentos anteriores (ARMANI, 2004) o contato com a realidade escolhida para estudo foi revelando possíveis trabalhos de serem realizados, com o levantamento de novas hipóteses. Isso conduziu aos objetivos do presente trabalho e que, a partir da fundamentação teórica descrita anteriormente, foi processada e interpretada. Essa lógica apoiou a opção por determinados materiais e procedimentos de coleta e análises sempre mediadas pelo trabalho de campo (Figura 3).

Enquanto os dados brutos eram coletados em campo, realizavam-se as análises da circulação atmosférica, conforme pressupostos de Monteiro (1971), e as análises dos controles climáticos de superfície (mapeamentos diversos com controle de campo). Passando pela organização dos dados e relacionando eles aos sistemas atmosféricos e aos controles climáticos, as identidades climáticas começam a ser visualizadas mentalmente a partir da(s) estrutura(s) temporo-espaciais que os atributos relevam (representações). As estruturas reveladas nas análises permitem visualizar, ou identificar topo e microclimas (Figura 3).

Após o processo de decomposição, o retorno à realidade (Figura 3) se faz presente e necessário, tanto para retroalimentar a teoria, como para olhar diferente a realidade, modificar a prática e o método, decompondo e compondo num infinito, conforme a citação de Lefebvre no início do capítulo.

3. ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo é a bacia B do Núcleo Cunha do Parque Estadual da Serra do Mar (PESM), que se localiza no município de Cunha, São Paulo. O Núcleo Cunha situa-se entre as coordenadas geográficas 23°13'10" a 23°17'28" de latitude Sul, e 44°59'30" a 45°02'40" de longitude Oeste, cerca de 10 minutos de latitude ao Norte do Trópico de Capricórnio, portanto na região intertropical do globo e na borda da serra do Mar (Figura 4). Essa posição latitudinal na faixa oriental do Sudeste do Brasil implica numa realidade climática onde ocorrem freqüentes oposições entre os sistemas extratropicais e os tropicais.

A área de estudo dista, em linha reta, 15 km da linha de costa do litoral Norte do Estado de São Paulo, que banhado pela Corrente do Brasil apresenta temperaturas das águas superficiais superiores a 20°C (CASTRO FILHO *et al.*, 2003). Essa proximidade com o oceano quente aliado aos sistemas atmosféricos da borda Leste da América do Sul e ao relevo condicionam as chuvas, a umidade, a neblina e o ritmo dos atributos climáticos que caracterizam o Núcleo Cunha, repercutindo nas características da vegetação, do relevo, modelado e dos solos.

O espaço geográfico em que o núcleo está contido é a região do “Vale do Paraíba”. Portanto, foi influenciado pelos processos de ocupação e produção do espaço que remontam ao ciclo do ouro, depois ao ciclo do café, à fase de industrialização, e atualmente à criação e manutenção do Parque Estadual da Serra do Mar - PESM, que produziu na paisagem do núcleo o processo inverso dos ciclos anteriores, com a regeneração da vegetação natural. Antes da criação do parque a área foi utilizada para agricultura de subsistência e extração de madeira (AGUIAR *et al.*, 2001), com uma série de sítios ao longo do Rio Paraíba. Resquícios de fornos de carvão ainda podem ser encontrados nas trilhas do Núcleo Cunha, indicando que uma parte dessas madeiras também era utilizada para a produção de carvão pelas pessoas que viviam ali.

A gênese do relevo do Vale do Paraíba está relacionada à evolução do relevo do Sudeste do Brasil, diretamente ligada aos processos tectônicos cenozóicos que culminaram com a ruptura do Gondwana Ocidental e a abertura do Oceano Atlântico. A reativação de zonas de cisalhamento originou a feição de relevo denominada *rift* (HIRUMA, 2007), que neste trecho do território foi denominado de Vale do Paraíba. Entre o vale do Paraíba e a província costeira está a Serra do Mar com os trechos mais elevados se individualizando no Planalto da Bocaina. Esse planalto é caracterizado por níveis topográficos que perdem altitude de NW para SE. Esses níveis são separados por vales profundos, fragmentando o relevo em planaltos

isolados (HIRUMA, 2007). A área do Núcleo Cunha e entorno apresenta-se como uma unidade diversificada nesse contexto regional, sendo denominado de Planalto de Paraibuna, situado entre o Planalto da Bocaina e a Província Costeira. O relevo deste trecho é marcado por falhamentos e dobramentos, cujos controles estruturais são salientados entre o rio Paraibuna e o Rio Bonito (onde se localiza a Bacia B). O substrato rochoso é constituído basicamente por migmatitos e granitóides, produzindo encaixamento da drenagem segundo um padrão subparalelo dendrítico, que dá origem aos morros paralelos e sub-retilíneos

Os solos do Núcleo são predominantemente Latossolo Vermelho-Amarelo fase rasa (LVr) (FURIAN, PFEIFER, 1986), sendo composto predominantemente de um horizonte A com matéria orgânica até 30 cm de profundidade e um horizonte B, com concentração de sesquióxidos que varia de 70 a 200 cm de profundidade (CARVALHO *et al*, 1992). Em trabalhos de campo observou-se que os solos são muito profundos, com espessuras superiores a 15 metros de material intemperizado, mas que, apesar da profundidade, refletem a estrutura geológica da área em que se desenvolvem. Como a orientação das rochas favorece o intemperismo, aumentando a profundidade dos solos, aliado às características climáticas de elevada pluviosidade e relevo montanhoso, com declividades superiores a 15° pode-se dizer que o solo é susceptível a processos erosivos (Furian & Pfeifer, 1986), ressaltando o potencial de instabilidade das vertentes e sugerindo uma grande diversidade de processos erosivos (DOMINGUES *et al*, 2001). Desta forma, a preservação da cobertura florestal é importante para a estabilidade das vertentes (FURIAN, PFEIFER, *op. cit.*).

Segundo Monteiro (1973) a área de estudo situa-se no clima regional caracterizado pelo predomínio da Massa Tropical (Fig. 5), sendo que as massas polares são menos freqüentes e que, por isso, conduzem à existência de um período menos úmido, com exceção do litoral paulista. Este período pode ser mais, ou menos intenso, dependendo da circulação atmosférica. A menor penetração do ar polar no setor setentrional do Estado de São Paulo reduz a quantidade de chuvas, pois a diminuição progressiva das chuvas frontais de sul para norte conduz, normalmente ao bom tempo (Fig. 05). Sant'Anna Neto, 1990, afirma que esse trecho do Estado é controlado principalmente pelos sistemas tropicais e equatoriais. As participações das frentes polares e das massas polares no Estado de São Paulo é uma função dos graus de controle exercido pelo potencial isobárico do anticiclone migratório polar, que resulta em diferentes fluxos polares, imprimindo variações quantitativas nas chuvas no Estado de São Paulo (TARIFA, 1975). O fluxo polar interrompido produz chuvas acima do normal; o fluxo oscilante reproduz o habitual, e os fluxos

dominante e nulo chuvas aquém do normal (TARIFA, *op. cit.*).

No contexto regional do Núcleo Cunha, as massas polares têm cerca de 30 a 40% de participações anuais, estando menos sujeito às invasões de ar frio que os setores centro e meridional do Estado de São Paulo. A proximidade da serra do Mar com o Oceano Atlântico neste trecho do Estado é responsável pela existência de pluviosidade no inverno. A influência orográfica neste caso é principalmente exercida sobre a Massa Tropical Atlântica (MONTEIRO, 1973; CONTI, 1975), que embora no inverno tenda à estabilidade e ao bom tempo, produz chuvas na escarpa da serra do Mar e na orla litorânea (MONTEIRO, 1973).

Os totais do período menos úmido oscilam próximos de 500 mm, enquanto que no verão eles aumentam para cerca de 2000 mm. O eixo reflexo da Frente Polar tem aí sua área de atuação preferencial e responde por uma parcela significativa das chuvas de primavera e verão. Em casos de anos com fraca atividade polar, o eixo reflexo dá a esta área certo destaque pelas chuvas que aí precipitam (MONTEIRO, 1973). Conti, 1975 afirma que há um amplo domínio dos sistemas extratropicais nessa região em todas as estações do ano e que a FPA é a principal responsável pela gênese das precipitações.

As chuvas diminuem progressivamente dos topos da Serra do Mar para o Vale do Paraíba, de modo que nestas áreas mais baixas do vale pode-se distinguir um período menos chuvoso de outono-inverno (MONTEIRO, *op. cit.*). Tarifa, 1975, mostra que 94% das chuvas no Estado de São Paulo estão relacionadas geneticamente às frentes (67%), às calhas induzidas e repercussão (17%) e a instabilidades de noroeste (10%), restando apenas 6% para chuvas originadas na massa polar atlântica (3%), na massa tropical continental (2%) e tropical continental do Chaco (1%). Este autor ainda afirma que as chuvas de convecção de verão não revelaram a importância que se lhes poderia dar.

Se as trajetórias dos anticiclones migratórios polares forem de SW-NE o papel do relevo da Serra do Mar e da Mantiqueira se enfraquece e as áreas mais elevadas das serras recebem menos chuva que o vale do Paraíba. *“O ar frio, mais denso, penetra vigorosamente nos fundos de vale orientados no sentido de sua trajetória, provocando instabilidade local ao longo dos mesmos. Daí o acréscimo pluvial aí verificado e que está ausente nas linhas de cristas”* (CONTI, 1975, p. 70-71).

Os controles dinâmicos representados pelos sistemas atmosféricos descritos anteriormente, apresentam-se relativamente homogêneos regionalmente, mas geram

unidades locais distintas, em função de suas interações com os controles climáticos, como o relevo, a orientação das vertentes e a distância do oceano, associados à direção predominante dos sistemas atmosféricos produtores de chuvas, criando diversos climas locais sob uma mesma identidade regional.

Uma aproximação do clima local de Cunha pode ser percebida com base na estação meteorológica de Cunha, que foi mantida pelo DAEE-CTH até 1993 (Lat. 23°05'S; Long. 44°58'W, Alt. 980m). Esta estação está mais distante do oceano (a estação meteorológica está a 30 km, e o Núcleo a 15 km), em posição topográfica inferior, e mais próxima do Vale do Paraíba que o Núcleo Cunha (área de interesse). Desta forma, as temperaturas, deficiências hídricas e a insolação devem ser menores no Núcleo do que as apresentadas na estação de Cunha, enquanto a umidade relativa, a chuva, e os excedentes hídricos devem ser maiores. A descrição do regime climático pode ser acompanhada na figura 6.

Em Cunha, a partir dessa modificação local pelos controles climáticos imprimem ao clima regional, nota-se que os meses mais quentes são normalmente janeiro, fevereiro e março, sendo que as temperaturas oscilam entre 23 e 21°C. Em janeiro de alguns anos, como 1985 e 1991, a temperatura média mensal pode ser um pouco inferior ao habitual, oscilando entre 20 e 21°C (Fig. 06).

Observa-se que a partir de abril há uma progressiva diminuição da temperatura média até o mês de julho, mês que normalmente apresenta as menores temperaturas. Em abril as temperaturas médias oscilam entre 19 e 20°, diminuem até cerca de 14 a 15°C em julho. A partir de agosto as temperaturas aumentam gradualmente até dezembro. Os meses mais frios são normalmente maio, junho e julho, sendo que as temperaturas oscilam entre 17 e 14°C. Em alguns anos o período mais frio pode ser mais extenso, como, por exemplo, os anos de 1989 e 1990 (Fig. 06).

A chuva apresenta um regime de variação temporal mais complexo que a temperatura e umidade. É possível dizer genericamente que os meses mais chuvosos são normalmente dezembro, janeiro, fevereiro e março. Evidentemente podem ocorrer anos em que estes meses apresentem redução nos seus totais, tais como dezembro e fevereiro de 1984, dezembro de 1990 e fevereiro de 1992. Nestes meses mais chuvosos os totais são em geral superiores a 150 mm, podendo chegar a 350 mm (Fig. 06). Não se nota uma alteração substancial nas chuvas nos anos de máxima Oscilação Sul (*El Niño*), tais como os anos de 1982/1983 e 1991/1992.

A partir de abril os totais habitualmente começam a diminuir, sendo que julho

e agosto tendem a ser os meses menos chuvosos, com os totais oscilando normalmente entre 0 a 50 mm. Em alguns anos o período menos chuvoso pode atrasar (como em 1988), ou adiantar (como em 1984 e 1990) (Fig. 06). A partir de setembro/outubro os totais pluviométricos tendem a aumentar, embora possa ocorrer um atraso ou adiantamento do período chuvoso (Fig. 06).

As deficiências e excedentes hídricos acompanham o ritmo das chuvas e da temperatura. Desta forma, normalmente os meses com excedentes hídricos são aqueles com os maiores totais pluviais (os meses de verão). Já os meses com deficiências hídricas são normalmente aqueles de outono-inverno. As exceções estão naqueles meses habitualmente quentes nos quais choveu menos, como novembro e dezembro de 1990, com deficiência ou pequeno excedente hídrico, ou aqueles que já estão nos meses habitualmente menos quentes e com altos totais pluviais, como maio e junho de 1987, provocando altos excedentes hídricos (maiores que 160 mm) nos meses em que o excedente é pequeno ou há deficiência hídrica (Fig. 06).

O número de horas de brilho solar (insolação) apresenta um regime de variação bastante complexo. A maioria dos meses apresenta um total de horas de brilho solar superior a 190 horas. Na maioria dos anos desta série de dados (1983 a 1993) os meses de inverno apresentam totais maiores que os meses de verão, embora os dias sejam mais curtos que no verão. Isto se justifica pela diminuição da nebulosidade no período hibernal. Entretanto, em alguns anos (1983, 1990, 1991, 1992 e 1993) estes meses apresentaram totais relativamente baixos (Fig. 06), anos com freqüentes passagens da frente polar. É possível notar a relação inversa entre a insolação e a chuva, visto que quando há altos valores pluviais, há mais nebulosidade, que reduz os totais de horas de brilho solar.

Nota-se que a área de Cunha apresenta valores relativamente elevados de umidade relativa ao longo de todo o ano, fato esperado por se tratar de uma área próxima ao oceano (cerca de 15 km). Os meses que apresentam os maiores valores de umidade relativa são janeiro, fevereiro e março, com os valores oscilando normalmente entre 87 e 78%. Em alguns anos pode ocorrer uma diminuição na umidade relativa do ar nestes meses normalmente mais úmidos. Janeiro e fevereiro de 1984 é um bom exemplo, onde os valores oscilaram entre 72 e 75% (Fig. 06).

Os meses que apresentam valores reduzidos de umidade relativa do ar são normalmente julho, agosto e setembro, com uma oscilação entre 66 e 75%. Em agosto de alguns anos (1985, 1988) os valores de umidade relativa podem ser ainda

menores, oscilando entre 63 e 66% (Fig. 06). Nestes casos deve ter predominado a atuação da alta subtropical com forte subsidência superior.

A vegetação do Núcleo Cunha é definida como Floresta Ombrófila Densa Montana (IBGE, 1991), que ocorre em altitudes entre 500 e 1500 metros com estrutura mantida próxima ao cume dos relevos dissecados. quando os solos são litólicos influenciam no tamanho dos fanerófitos, fazendo-os diminuir. A estrutura dessa floresta é representada em geral por um dossel uniforme (com cerca de 20 metros de altura), com ecótipos relativamente finos de casca grossa e rugosa, folhas miúdas e de consistência coriácea.

Romariz, 1996, denomina a vegetação deste trecho do Brasil como Floresta Latifoliada Tropical Úmida de Encosta, associando essa formação ao relevo, que ocupa preferencialmente as encostas expostas aos ventos oriundos do mar. Os nevoeiros frequentes que se formam decorrentes da descompressão adiabática dos ventos úmidos do mar ao serem forçados a subir as encostas da serra possibilitam a presença dessa floresta devido ao aumento da umidade. Essa mata é tão rica e variada quanto a amazônica, mas com árvores mais baixas (cerca de 20 metros) porque o relevo mais dissecado que ela recobre promove o escalonamento das copas, propiciando maior facilidade em receber a iluminação (radiação solar) pelos diferentes indivíduos, não sendo necessário o desenvolvimento em altura pelas plantas.

Segundo Hueck (1972) a Mata Pluvial Tropical só se desenvolve onde a pluviosidade é elevada e regularmente distribuída ao longo do ano, sem a definição de um período muito longo de seca. Trata-se de uma floresta com grande variedade de epífitas e grupos de samambaias, orquídeas e aráceas e o estrato inferior apresenta muitos indivíduos do palmito comestível (*Euterpe edulis*). A elevada umidade do ar permite o desenvolvimento de himenofiláceas, que recobre os troncos das árvores juntamente com musgos e líquens (HUECK, 1972; FURIAN, PFEIFER, 1986). O perfil da vegetação no Leste do Estado de São Paulo, desde a planície costeira até a Serra da Mantiqueira pode ser visualizado na figura 7, e ilustra a posição relativa do Núcleo Cunha no transecto.

Aproximando-se da realidade em análise (Núcleo Cunha), Aguiar *et al.*, 2001, afirma que a vegetação apresenta indivíduos emergentes com altura em torno de 23 metros, o primeiro dossel com 16 a 20 metros, e o dossel intermediário entre 10 e 14 e um sub-bosque relativamente fechado, denotando a presença de três estratos bem definidos. A floresta aí apresenta grande heterogeneidade florística, fruto das

diferentes condições fisiográficas.

A importância da floresta nessa área de relevo montanhoso e de chuvas abundantes é demonstrada pelos resultados empíricos obtidos por Cicco *et al*, 1995, indicando que a maior parte da água das chuvas é retida no solo e é gradualmente liberada como escoamento de base para o curso d'água, constituindo-se no principal componente do deflúvio. O escoamento máximo ocorre entre janeiro e março, período de recarga da bacia, e o mínimo no inverno e início da primavera, destacando-se que o escoamento total de maio a agosto é superior à precipitação (CICCO *et al*, *op. cit*). Ocorre um atraso de até dois meses entre a precipitação mensal e o escoamento de base da bacia (CICCO *et al*, *op. cit*). Rodriguez Anido, 2002 demonstrou que a baixa evapotranspiração da região e os resultados da captura de água das neblinas indicam um aumento da precipitação convencional registrada pelos pluviômetros convencionais da ordem de 8%. Isso caracteriza a área como uma importante produtora de água.

A ação protetora exercida pela vegetação preserva o solo e auxilia na manutenção da umidade dele, promovendo fluxos mais lentos de água na bacia hidrográfica. Isso pode ser demonstrado pela comparação entre as condições diferenciadas de uso e ocupação entre as bacias do Paraibuna e Paraitinga, conforme resultados apresentados por Arcova *et al* (2002), com concentração de sedimentos em suspensão, turbidez e cor aparente superiores na segunda bacia citada. O rio Paraibuna, que drena uma bacia com solos mais susceptíveis a erosão, mantém melhor qualidade da água devido à proteção do solo exercida pela floresta. Conforme Furian, 1987, onde há floresta natural os solos são susceptíveis apenas a escorregamentos, que são provocados por episódios pluviométricos de alta intensidade, que são de (relativa) baixa frequência. Normalmente os escorregamentos ocorrem no final da estação chuvosa após um episódio de chuva forte e intensa (FURIAN *et al*, 1999).

3.1. A bacia B do Núcleo Cunha

Aproximando-se da área de estudo, a bacia B do Núcleo Cunha do Parque Estadual da Serra do Mar (PESM) trata-se de um drenagem de primeira ordem segundo a hierarquia proposta por Strahler, 1984, com uma área de 36,68 hectares. Antes da implantação do PESM a área da bacia B pertencia à Fazenda São Lourenço e uma pequena parte dela foi desmatada e substituída por pastos ou cultivos temporários nas proximidades da foz e em alguns trechos do médio curso. Segundo funcionários do Núcleo no restante da bacia a floresta, aparentemente, foi preservada. Após a

criação do Parque, ocorrida em 1974, a vegetação foi se regenerando naturalmente. Hoje toda a área da bacia está coberta por diferentes graus de desenvolvimento da vegetação, decorrentes das diferenças nas características dos sítios (fundo de vale, vertentes, topos), da vegetação primária que não foi retirada, e da dinâmica natural da floresta, como clareias abertas devido a quedas de árvores.

Armani, 2004, realizou um estudo sobre a variação da temperatura e umidade em função dos controles climáticos, semelhante ao estudo que ora se apresenta. Este autor definiu quatro topoclimas a partir das diferentes exposições de vertentes e situações de topo e vale, subdividido em microclimas conforme a vegetação e a umidade do solo. Segundo Armani, *op. cit.*, as orientações e declividades de vertentes tem uma importância significativa nas características dos topoclimas, com as vertentes N/NE se aquecendo mais que as S/SW. Aliado a isso, a vegetação modifica a escala topoclimática (superior), redistribuindo a energia, criando ambientes mais frios em vertentes NE que nas vertentes SW.

4. CONTROLES CLIMÁTICOS

4.1. Materiais e procedimentos

Os materiais e procedimentos utilizados para levantar os controles climáticos considerados fundamentais para o desenvolvimento desta pesquisa são descritos neste item e referem-se aquilo que foi possível levantar para este estudo e representá-lo cartograficamente. Todos os produtos cartográficos foram elaborados a partir da Carta Topográfica Fazenda São Lourenço (SF-23-Y-D-III-4-NE-B) do Instituto Geográfico e Cartográfico, na escala 1:10.000, a maior escala disponível da área de estudo. Evidentemente essa não é a escala cartográfica ideal para o nível de detalhe deste trabalho, mas é o único material cartográfico existente com escala mais próxima do ideal. A maioria dos mapeamentos e processamentos entre as cartas foram realizados nos programas Surfer 8.0, Spring 4.2 (um aplicativo de livre distribuição produzido pelo INPE), e ArcMap.

Os controles climáticos trabalhados analítica e cartograficamente nesse estudo foram os seguintes:

Altitude (carta hipsométrica)

A altitude é, talvez, o mais conhecido e um dos mais importantes controles climáticos. Inúmeros autores já discutiram a importância da altitude nos climas, dentre os quais se destacam Monteiro (1973), Tarifa (1981), Geiger (1990), Gutjahr (1993), Gol'tsberg (1969), Tarifa (2002), Tarifa e Armani (2001a). Isso justifica a importância de se representar adequadamente os intervalos altimétricos da área de estudo.

Esta carta foi utilizada para diferenciar as áreas mais elevadas das mais baixas, como também apoiou na análise climática dos fluxos advectivos e os possíveis processos de aquecimento e resfriamento adiabático. Normalmente as áreas mais elevadas são mais frias e as mais baixas mais quentes, mas a situação pode se inverter sob a ocorrência de inversões térmicas. Uma parcela de ar movendo-se sobre uma vertente pode sofrer aquecimento, ou resfriamento adiabático se estiver descendo ou subindo, respectivamente, a vertente.

Para representarmos bem as áreas dos topos isolados, dos colos nos interflúvios, e da planície do córrego da bacia B, escolheu-se um intervalo altimétrico regular de 10 metros, iniciando a escala hipsométrica em 1020 metros de altitude. Normalmente não é recomendável se utilizar de um intervalo regular para a escala hipsométrica, pois o relevo que ela representará não é uniforme ao longo da área

mapeada. Entretanto, como a área de estudo é relativamente pequena (36,6 ha) a regularidade entre as classes não apresentou nenhum problema na representação do relevo.

Utilizou-se de uma escala de cores quentes, em que as áreas mais baixas serão representadas pelas cores mais claras (verde bem claro e amarelo) e as mais altas pelas mais escuras (vermelho/marrom), seguindo o padrão adotado e sugerido pelo IBGE (1993).

A partir da carta hipsométrica pode-se gerar em ambiente digital, também com relativa facilidade, o modelo digital de terreno, em que se pode visualizar o relevo de vários ângulos.

Declividade (carta clinográfica)

A declividade das vertentes é outro controle climático de grande valor na análise de topoclimas, pois a irradiância (W.m^{-2}) varia conforme o ângulo de incidência dos raios solares em relação à superfície. Assim como a declinação e a elevação solar são variáveis importantes, pois modificam os valores de irradiância em superfície, a declividade também é. Todos estes fatores devem ser avaliados conjuntamente para se estimar a quantidade de energia recebida do Sol pela bacia; energia que é utilizada para o aquecimento do solo e do ar, bem como para a fotossíntese, entre outros. Tal como para a altitude, vários autores já apresentaram a importância da declividade nos climas, destacando-se Gol'tsberg (1969), Geiger (1990), Tarifa (2002).

Portanto, a carta clinográfica foi utilizada buscando definir as áreas que recebem mais radiação solar (mais planas) daquelas que recebem menos (com declividades acentuadas). Além disso, ela apoiou a análise qualitativa da velocidade do escoamento superficial e/ou subsuperficial da água, pois sua presença é um controle climático relevante no balanço energético, já que seu calor específico relativamente alto ($1 \text{ cal.g}^{-1}.\text{°C}^{-1}$) retém e emite de volta para a atmosfera o calor (ondas longas), podendo influenciar a amplitude térmica e higrométrica.

Os intervalos utilizados nesta carta foram diferentes daqueles sugeridos por Herz e De Biasi (1989) e De Biasi (1992), pois nestes trabalhos a aplicação das declividades era para o zoneamento costeiro e/ou urbano/ambiental. O foco deste trabalho é a micro e topoclimatologia e as classes e as classes foram escolhidas de acordo com os objetivos desta pesquisa. Os intervalos utilizados foram: 0° a 3° ; 3° a 7° ; 7° a 12° ; 12° a 20° ; 20° a 45° ; e de 45° a 90° . Optou-se por estes intervalos

porque durante alguns trabalhos de campo pôde-se perceber que eles representavam mudanças nas formas das vertentes e contatos entre compartimentos do modelado. A escolha das cores para a representação das declividades seguiu o mesmo raciocínio empregado na legenda da carta hipsométrica, ou seja, uma escala de cores quentes, com o verde e amarelo para os menores valores de declividade, e o vermelho e marrom para as maiores declividades, conforme utilizado por De Biasi (1970, 1972) e discutido por De Biasi (1992).

Orientação das vertentes (carta de orientação de vertentes)

A orientação das vertentes é outro controle climático essencial na compreensão dos topoclimas, pois, assim como as declividades, modificam os valores de irradiância. A elevação e declinação solar, aliados às características do relevo (altitudes, declividades e orientação das vertentes) norteiam as características topoclimáticas de uma determinada área. A diferenciação das áreas mais sombreadas (vertentes sul - no hemisfério sul), daquelas mais ensolaradas (vertentes norte - hemisfério sul) é possível de ser obtida simplesmente analisando-se uma carta de orientação de vertentes. Um resultado secundário que se pode obter com isso, dedutivamente, é uma diferenciação das áreas mais úmidas (vertentes sombreadas), daquelas menos úmidas (vertentes ensolaradas). Além disso, podem ser obtidas rapidamente as vertentes a barlavento e sotavento em relação aos fluxos atmosféricos da baixa troposfera. Também Gol'tsberg (1969), Tarifa (1981) e Geiger (1990), e Tarifa (2002) já demonstraram a importância desse controle climático.

Esta carta foi elaborada com as oito classes de orientação mais comuns, ou seja, os pontos cardeais (norte, leste, sul, oeste) e colaterais (nordeste, sudeste, sudoeste e noroeste), conforme sugerido por De Biasi *et al* (1977) e também porque os fluxos da baixa troposfera também são classificados de acordo com os pontos cardeais e colaterais. No ambiente digital é muito rápido e prático o processo de produção desta carta.

Para a legenda, adota-se um esquema geral de cores quentes para as faces norte e cores frias para as orientadas para sul, procurando-se relacionar a idéia das vertentes mais quentes e expostas ao sol (norte) serem representadas pelas cores quentes, e as faces mais frias e menos expostas ao sol (sul), pelas cores frias.

A morfografia (carta morfográfica)

Esta carta foi utilizada como um suporte à compreensão dos topo e microclimas,

complementando os subsídios alcançados com os outros produtos (cartas hipsométrica, clinográfica e orientação de vertentes). Os topos planos, as vertentes retilíneas, côncavas e convexas, os vales de fundo chato, por exemplo, são características fundamentais a serem levadas em consideração na delimitação dos topoclimas, tanto porque causam diferenças na radiação recebida do sol, como também modificam o comportamento dos fluxos atmosféricos (advectivos e convectivos) que “transitam” sobre a área. Além disso, condicionam diferentes velocidades do fluxo da água e, conseqüentemente, no tempo de residência dela no solo (escoamentos superficial e subsuperficial). Evidentemente esta questão não será tratada quantitativamente, mas sim qualitativamente e por meio de um raciocínio lógico-dedutivo.

Este produto foi elaborado a partir das fotografias aéreas do IAC de 1962, na escala 1:25.000, pois nestas fotos o relevo e o modelado estão mais visíveis porque a vegetação não cobria toda a área da bacia, além de permitirem estereoscopia, coisa que a ortofoto não permite.

A legenda morfológica foi baseada naquela proposta por Cooke e Doornkamp (1990) e representa as seguintes feições: forma das vertentes (côncava, retilínea, convexa), colo, divisores principais e secundários, rupturas côncavas e rupturas convexas, e soleira.

Fluxos superficiais de água

Conforme discutido para a declividade e morfografia, os fluxos de água na superfície é um importante controle climático a ser considerado nas análises dos microclimas.

Neste sentido, e a fim de complementar a análise qualitativa e lógico-dedutiva dos controles citados anteriormente, elaborou-se uma carta de fluxos superficiais e água. Ela foi produzida no programa *Surfer* 8.0 considerando os mapas de altitude (gradiente altimétrico entre um ponto e outro), a declividade e a orientação da vertente. O fluxo é representado por uma seta ou “flecha” que indica a direção e o sentido dele. A magnitude do fluxo é proporcional ao comprimento da seta e função da declividade.

Evidentemente esta carta é um produto que não representa a realidade do fluxo da água, pois além do relevo, deveria ser considerado o tipo de solo, suas propriedades físicas e dos seus horizontes, e a vegetação, que intercepta a chuva. De qualquer forma, esta carta serve de parâmetro, ainda que qualitativo, dos prováveis

caminhos da água na bacia hidrográfica.

Com essa representação é fácil identificar as áreas dispersoras (divisores) e as concentradoras (vales), bem como aquelas que têm fluxos mais velozes ou mais lentos.

A vegetação (carta de vegetação)

A vegetação apoiou, basicamente, a análise microclimática da área de estudo, já que os microclimas estão essencialmente ligados ao uso e/ou cobertura do solo. As características do uso do solo são de especial relevância, pois a energia que incidir sobre cada uma destas superfícies (quantidade que variará em função dos topoclímas) absorverá, refletirá, transmitirá e emitirá radiação em função de suas propriedades físicas (formas, cores) e constituição (materiais de composição - tecido vegetal, solo exposto, rocha exposta, etc.).

Este produto cartográfico foi elaborado a partir da ortofoto digital colorida do Projeto de Preservação da Mata Atlântica (PPMA) na escala 1:20.000 do ano 2001, com resolução espacial de um metro. Infelizmente não existem outros documentos aerofotogramétricos de escala maior, o que seria desejável. Além desse material, realizou-se um sobrevôo de helicóptero, em outubro de 2007, cujo registro fotográfico oblíquo serviu como referência para o estado atual da vegetação na bacia. Esta carta é bastante difícil de ser produzida na qualidade almejada. Na dissertação de Armani (2004) é possível perceber que a carta de vegetação é muito homogênea, o que não reflete a realidade observada em campo.

O mapeamento da vegetação foi realizado considerando apenas os aspectos de estrutura, porte e organização espacial dela, ou seja, a altura relativa das árvores (verificada em trabalho de campo), o agrupamento delas (se as copas estão juntas ou espaçadas), e o sítio de localização (fundo de vale, vertente, topos). Esses parâmetros foram obtidos pelas diferenças na textura (rugosidade do dossel), cor e tonalidade que aparece na imagem (ortofoto), bem como o sítio de localização que está localizada. Trabalhos de campo foram realizados a fim de verificar os limites e fazer uma descrição da estrutura da vegetação abaixo do dossel (estratos inferiores).

Os outros tipos de vegetação mapeados não apresentaram nenhuma relação marcante com o sítio de localização ou morfologia do terreno, provavelmente porque já foi uma mata alterada pelo histórico de ocupação na área.

Com o material utilizado para o mapeamento da vegetação foi possível identificar os seguintes tipos de vegetação (classes):

- vegetação herbácea;
- arbustiva-arbórea (até 10 metros);
- arbórea baixa (até 10 metros) com emergentes;
- arbórea média (até 15 metros);
- arbórea média (até 15 metros) com emergentes;
- arbórea alta (até 25 metros);
- arbórea alta (até 25 metros) com emergentes;

Abertura do dossel (configuração do céu ou “sky view factor”)

A permeabilidade à entrada e saída de radiação nos ambientes micro e topoclimáticos depende das propriedades físicas e geométricas dos elementos constituintes na interface solo-vegetação-atmosfera. O balanço de radiação solar e terrestre altera-se em função destas características, e a absorção, emissão, transmissão e reflexão também dependem destas propriedades do ambiente micro e topoclimático. Assim, o fluxo de energia radiante dentro de um ambiente micro e topoclimático depende de um fator geométrico para avaliar a distância e a orientação de cada fonte emissora de radiação; este fator geométrico é denominado “view factor” (fator configuração) (STEYN, 1980, apud TARIFA, 2002). Desta forma, a configuração do céu é uma medida que revela o quanto de céu há disponível sobre determinado ponto da superfície para que se realizem as trocas de energia (OKE, 1981). Esse tipo de estudo na climatologia foi aplicado inicialmente em áreas urbanas (NUNEZ E OKE, 1976, 1977; OKE, 1982; JOHNSON e WATSON, 1984; BÄRRING *et al*, 1985; OKE, 1988; YAMASHITA *et al*, 1988; HASENAK, 1989 *apud* SALVI-SAKAMOTO, 2001; SALVI-SAKAMOTO, 1994; SALVI-SAKAMOTO, 2001) e posteriormente foi aplicado em áreas naturais (TARIFA, 2002; ARMANI, 2004; HOFFMANN *et al*, 2005; LIMA, 2009).

Este material permite quantificar quanto há de espaços livres e obstruídos para a passagem da radiação (ondas curtas e ondas longas) nos ambientes microclimáticos. Com isso, por exemplo, podem-se diferenciar ambientes mais “escuros” (com dossel mais fechado) e mais “claros” (com dossel mais aberto), e assim, dedutivamente,

aqueles que são mais úmidos e menos úmidos.

Para a estimativa da abertura do dossel (configuração do céu) foi necessário fotografar a abóbada celeste de cada ambiente microclimático (que teve um posto microclimático montado) com uma máquina fotográfica tipo *reflex* equipada com uma lente “*olho-de-peixe*”, sendo que a máquina fotográfica foi posicionada em um tripé com a lente voltada para o zênite. Com o auxílio de uma bússola de Brunton, nivela-se a máquina fotográfica com o nível de bolha e orientando-a para o norte magnético. Esta lente (olho-de-peixe) tem um ângulo de visada de 180° e possui foco no infinito, assim, toda a abóbada celeste e qualquer objeto que estiver obstruindo a visão do céu naquele ponto aparecerá na fotografia.

Habitualmente a estimativa da configuração do céu era feita por meio de uma técnica bastante simples, a partir de um ábaco circular de anéis concêntricos subdivididos. Cada subdivisão dessa equivale a 0,2% do total da abóbada celeste. Com o ábaco sobreposto à fotografia (ábaco deve ser exatamente do mesmo tamanho da ampliação) estima-se a porcentagem da área obstruída para cada subdivisão do ábaco. Ao final, soma-se o total obstruído da abóbada celeste para cada ambiente fotografado. Neste trabalho utilizou-se o programa Gaplight Analyzer (GLA), um programa de distribuição livre desenvolvido por Frazer et al (1999). Ele corrige a orientação do norte magnético para o geográfico a partir da declinação magnética e calcula a porcentagem de obstrução do céu das fotografias hemisféricas, sempre considerando as variações da área de cada pixel da imagem em função da projeção da lente hemisférica utilizada. Utilizou-se a lente Nikon fish-eye Nikkor 8mm f/2,8 (esta lente apresenta uma projeção polar) acoplada à máquina fotográfica Nikon F-3.

Pretendia-se fotografar o dossel de cada ambiente microclimático em cada estação do ano durante os anos de medidas, a fim de se verificar a variação da entrada de luz nos ambientes microclimáticos. Além disso, pretendia-se fotografar um número muito grande de pontos (o quanto for possível) em toda a bacia com uma distância entre cada um de mais ou menos 50 metros, para se gerar uma grade numérica no Sistema de Informação Geográfica a fim de obter uma espacialização confiável, numericamente, da obstrução do céu na bacia estudada. Entretanto, e com pesar, isso se mostrou inviável durante os trabalhos de campo, pois é difícil caminhar por toda a floresta com o equipamento necessário e o tempo requerido para este fim é maior que o disponível para este trabalho. Se estivesse disponível uma máquina fotográfica digital tipo *reflex* que pudesse receber a lente *fish-eye* facilitaria este

procedimento, mas isso não foi possível de se obter a tempo.

Os locais dos 12 postos microclimáticos foram fotografados e obtiveram-se os valores de abertura do dossel nestes pontos. A partir destes dados elaborou-se um mapa de abertura do dossel (%) no programa *Surfer* 8.0, utilizando-se como método interpolador a krigeagem. Como a densidade de pontos é pequena o método de krigeagem é o melhor a ser aplicado nestas ocasiões, pois ele tenta refletir e representar as tendências da variabilidade espacial dos dados medidos (CRESSIE, 1991).

4.2. Resultados

A Altitude

O nível de base local da bacia B seria o Rio Paraibuna, está na altitude aproximada de 1023 metros. Entretanto, é em 1025 metros que está a barragem da bacia B, que na verdade atua como o nível de base local dela. Neste trecho a vertente direita inicia-se de forma relativamente abrupta próximo à barragem, enquanto que a vertente esquerda inicia-se como uma rampa mais suave, com as altitudes se elevando mais lentamente. A amplitude altimétrica máxima entre o nível de base local (barragem - 1025 metros) e o topo mais elevado (1172 metros) é de 147 metros (Figura 8).

De uma maneira geral, as vertentes da margem esquerda são mais longas e menos íngremes que aquelas da margem direita. Seguindo o córrego em direção a montante, encontra-se na altitude de 1050 metros uma soleira, que faz com que o leito do córrego fique encachoeirado. Neste trecho, ele fica “estrangulado”, ou encaixado entre as duas vertentes (direita e esquerda), sendo que ambas neste trecho aumentam em altitude rapidamente. Mesmo aí, a vertente direita é mais íngreme, chegando ao topo numa distância mais curta que a vertente esquerda. A vertente esquerda neste trecho da soleira é, na realidade, um interflúvio secundário, um esporão bastante erodido que parte do topo, a 1169 metros, e desce até 1050 metros, na soleira. Entretanto, ele ganha expressão espacial a partir de 1110 metros. Este interflúvio secundário divide a área da bacia em duas partes, sendo que a noroeste do esporão tem-se um canal pluvial relativamente grande e que drena para a foz do córrego; a sudeste deste esporão (interflúvio secundário) está a maior parte da área da bacia B (Figura 8).

Da altitude de 1050 metros em direção a montante, o curso do rio drena

uma área relativamente plana e mais ampla. É uma área de planície de inundação com muitos canais fluviais e pluviais por toda esta área. Alguns funcionários de apoio à pesquisa do Núcleo Cunha disseram que esta área, plana e permanentemente encharcada, é chamada de “mangue”, pois é muito semelhante ao verdadeiro. Há uma quantidade significativa de matéria orgânica em decomposição. O gradiente altimétrico até as nascentes do córrego é relativamente baixo, pois as nascentes ocorrem na altitude média de 1080 metros (Figura 8).

Os topos dos interflúvios da bacia B oscilam entre 1142 metros e 1172 metros. Os topos são isolados uns dos outros por colos, que ocorrem preferencialmente na altitude de 1120 metros (Figura 8). A frequência das classes de altitude na bacia B e entorno seguem um padrão de distribuição normal, com as altitudes entre 1070 a 1140 metros como as dominantes, e as menores e maiores que esse intervalo são gradativamente menos frequentes. As classes de 1080 a 1100 são as mais frequentes na área e estão relacionadas às vertentes, já que a área dos vales e topos são mais restritas que aquelas das vertentes (Figura 8).

A Declividade

Na bacia em geral, predominam declividades altas, entre 12° e 45° na maior parte da bacia. As declividades são mais elevadas, entre 20 e 45°, nas áreas próximas aos topos (Figura 8 e 9).

Nas vertentes da margem direita predominam declividades maiores que aquelas da margem esquerda, tal como foi dito quando se descreveu as altitudes. A margem direita, bem próxima ao córrego, tem declividades elevadas, o que pode denotar um controle estrutural significativo no relevo deste lado da bacia (Figura 9).

Ao longo do curso de água, após a soleira e em direção a montante, nota-se uma área com declividades mais baixas, associada às áreas de planícies de inundações. As baixas declividades deste trecho dificultam o escoamento das águas fluviais e pluviais, mantendo esta área frequentemente encharcada. A jusante da soleira, as declividades na margem direita são elevadas, oscilando entre 20° e 45°. Já na margem esquerda as declividades são menores, entre 7° a 20° e só no trecho da soleira propriamente dito é que a declividade na margem esquerda fica elevada tanto quanto na direita (entre 20° e 45°) (Figura 9).

A Orientação das Vertentes

O córrego da bacia B é orientado no sentido sudeste/noroeste. Isso resulta numa divisão simplista da bacia em vertentes sudoeste na margem direita do córrego, e vertentes nordeste na margem oposta (Figura 10).

Nas vertentes à direita do córrego predominam a exposição oeste, seguida pela sudoeste. A maior diversificação das orientações ocorre próxima aos topos isolados, ou seja, entre os topos e as áreas acima dos colos (altitude 1120 metros). Como a forma dos topos é semelhante a um cone sem ponta, o formato cônico faz com que existam áreas com a face voltada para norte e noroeste nestes topos da margem direita do córrego (Figura 10).

Na margem esquerda as vertentes têm uma orientação predominante para nordeste, seguido pela face norte. Neste lado do córrego as vertentes são mais longas, que juntamente com os processos morfogénéticos atuantes garantiram uma maior variabilidade nas orientações das vertentes, fato que pode ser observado em alguns trechos onde existem orientações leste, sudeste e noroeste (Figura 10).

A Morfografia

A maioria das vertentes na bacia B tem formas retilíneas. As vertentes esquerda e direita próximas à foz do córrego da bacia têm uma forma convexa (Figura 11).

Próximo às nascentes do córrego da bacia B forma-se um anfiteatro. Aí a vertente é côncava, sendo que neste anfiteatro há uma ruptura côncava. À esquerda deste anfiteatro há uma vertente convexa (Figura 11).

Após a primeira soleira, um “micrograben” produziu uma área relativamente plana que é delimitada por uma ruptura côncava, que forma a área de planície de inundação, onde se situa o “mangue” (Figura 11).

Os topos são relativamente aplainados. Entretanto, há uma ruptura côncava quando a declividade das vertentes aumenta significativamente. Os topos são separados por colos (Figura 11).

No médio curso do córrego, à direita, há uma concavidade marcada por uma ruptura côncava. Forma-se neste lugar um outro anfiteatro, de dimensões um pouco menores (Figura 11).

Os Fluxos Superficiais da Água

Esta carta apresenta os prováveis caminhos da água na superfície, como função da altitude, orientação de vertentes e declividade. O comprimento das setas é proporcional à intensidade do fluxo (Figura 12).

Os divisores hidrográficos são as áreas dispersoras de água e com fluxo lento do escoamento. Nesta situação estão os postos P7, P9 e P10. Nestas áreas o solo tende a ser menos úmido porque a água se dispersa. Por outro lado, como as declividades são baixas a água deve permanecer por mais tempo na superfície logo após as chuvas, até que ela escoe pela superfície ou se infiltre no solo (Figura 12).

Nas vertentes os fluxos são mais rápidos, função da declividade. O escoamento rápido nas vertentes reduz de forma geral a infiltração da água. Entretanto, nas vertentes, principalmente aquelas com elevadas declividades, os solos tendem a ser mais argilosos (constatação no campo), que dificultam ainda mais a infiltração de água no solo. Por outro lado ela retém melhor a água que se infiltrou. Isso pode ser demonstrado pela dificuldade de se subir as vertentes nesta bacia, pois a argila molhada torna-se um verdadeiro sabão, que aliada à elevada declividade ($>20^\circ$) torna-se um tobogã natural, com o inconveniente de obstáculos naturais (árvores, blocos rochosos) ao longo do percurso. Em alguns trechos das vertentes os fluxos são convergentes e formam canais temporários de drenagens, favorecendo a concentração da água em superfície, embora o escoamento ainda seja consideravelmente rápido (Figura 12).

Ao longo do curso de água estão as áreas concentradoras de água e baixa velocidade no escoamento. Aí o tempo de permanência e a saturação do solo em umidade são mais importantes que nas outras áreas (vertentes e topos). Nesta condição estão P1, P2, P3, e P11 (Figura 12).

A Vegetação

Comparando-se os resultados do mapeamento de vegetação produzido por Armani (2004) com os alcançados neste trabalho notam-se muitas divergências. As diferenças entre os dois mapeamentos não são decorrentes de uma eventual mudança na vegetação de 1992 para 2001 (anos de obtenção das fotografias utilizadas para os mapeamentos, sendo o 1992 para o mapeamento de Armani (2004) e 2001 para o mapeamento deste trabalho). As diferenças entre os dois mapas são principalmente resultantes da qualidade e precisão das fotografias aéreas utilizadas.

A vegetação rasteira que consta na área da bacia B está restrita ao entorno da área da barragem construída na bacia, relacionada à obra de construção da barragem, como também à estrada de acesso à área. Ela tem pouca expressão espacial. Associada à estrada de acesso também está a floresta baixa de dossel uniforme e irregular. Esse tipo de vegetação também deve estar relacionado o uso e desmatamento mais intenso vinculado à estrada (Figura 13). Neste tipo de vegetação é comum a existência de árvores emergentes, com até 20 metros, espaçados entre si e não influenciando a média de altura do dossel. É também bastante denso o estrato inferior existente abaixo do dossel, que dificulta caminhar dentro deste tipo de vegetação. Provavelmente essa vegetação deve ser uma floresta secundária na quarta fase na sucessão natural, conforme descrição apresentada por IBGE (1991).

De expressão espacial mais importante na bacia em análise é a floresta alta de dossel irregular e de dossel uniforme. Elas ocupam preferencialmente as vertentes da bacia, independente da declividade e orientação. Essa floresta apresenta os maiores indivíduos da área mapeada, com árvores maiores que 20 metros, com um segundo dossel, bastante ralo de arvoretas e samambaias, e um estrato inferior pouco denso. Esse aspecto da vegetação provavelmente se deve por se tratar de uma mata primária. Também é provável que a irregularidade do dossel ocorra devido à declividade da vertente onde está localizada a vegetação, pois ela promove um escalonamento entre as copas, resultando num aspecto mais rugoso na fotografia aérea (Figura 13).

As florestas médias com dossel uniforme ou irregular apresentam uma distribuição mais variada ao longo da área, podendo ocorrer do vale até os topos. A floresta média dos topos com dossel uniforme apresenta as características típicas de uma mata primária conforme descrições de Hueck (1972), Romariz (1968, 1996), IBGE (1991). A mata média de dossel uniforme e irregular diferem daquela restrita ao topo devido ao estrato intermediário e inferior mais denso. Nota-se nesse tipo de vegetação uma presença grande de taquaras no estrato inferior quando ela está nas vertentes. Já nas planícies de inundação elas apresentam um estrato inferior muito denso e coberto de epífitas, principalmente as bromélias e com menor número de taquaras. Talvez as florestas médias que não são dos topos sejam uma mata secundária no quinto estágio de sucessão natural, conforme descrito por IBGE (1991) (Figura 13).

A Abertura do Dossel

Apesar da densidade de pontos ser relativamente baixa para o mapeamento desse tipo de informação, o mapa de abertura de dossel apresenta algumas informações

interessantes. O dossel em geral na bacia B é fechado (>90% de obstrução do céu). Os topos, que são cobertos pela vegetação “*primária*” em sua maioria, classificada na carta de vegetação como floresta média de topo com dossel uniforme, apresentam os maiores valores de abertura do dossel (menos fechado), com valores em torno de 8% de abertura (92% de obstrução). Descendo as vertentes o dossel torna-se mais fechado (em torno de 6%) nas vertentes e mais fechado ainda no fundo de vale (4%). Essa situação pode ser explicada parcialmente também pela influência da topografia na obstrução do céu, não sendo um resultado particular apenas vegetação (Figura 14). Nas vertentes de face norte, aquelas da margem esquerda do córrego apresentam um dossel ligeiramente mais fechado (4% de abertura) que aquelas vertentes de face sul, da margem direita, fato que deve estar associado à maior declividade das vertentes da margem direita e de um provável maior desenvolvimento da vegetação nas vertentes norte, que recebem maior quantidade de radiação solar.

Na foz da bacia, que é coberto pela vegetação rasteira (gramado) o dossel apresenta um alto valor em relação aos outros pontos cobertos por mata (48,1%), mesmo estando num fundo de vale. A obstrução do céu neste caso é decorrente da topografia e da mata que circunda a foz (Figura 14).

Na figura 15, que apresenta as fotografias com a lente olho-de-peixe de cada posto microclimático, é possível ter uma idéia da abertura e configuração do céu em cada posto. Com exceção de P11, o dossel é sempre muito fechado dentro da floresta (cerca de 4% de abertura). Nota-se que nem sempre aquele posto que pareça mais fechado na foto é aquele que apresentou numericamente dossel fechado. Atribui-se isso ao uso do programa GLA, pois uma pequena variação no contraste entre uma foto (fase de tratamento da imagem) e outra, resulta numa grande variação de abertura de dossel. Além disso, os eventuais troncos e/ou folhas iluminadas pelo Sol durante a fotografia aparecem como céu aberto, e não como obstrução. Esses detalhes resultam em erros no cálculo automatizado de abertura do dossel. Para se comparar dosséis fechados como este, cujas pequenas diferenças são importantes, os erros dessa natureza comprometem os resultados. O ideal é realizar manualmente o cálculo da abertura do dossel, conforme realizaram Salvi-Sakamoto (1994), Salvi-Sakamoto (2001) e Tarifa (2002). Os resultados de abertura de dossel, desta forma, devem ser tomados com cautela. Evidentemente os trabalhos de campo ajudam o observador a contornar esses problemas.

5. SISTEMAS ATMOSFÉRICOS

5.1. Materiais e procedimentos

As relações de causalidade entre a circulação de superfície e os fatos observados e medidos em superfície conduziram ao questionamento se essa diversidade de situações e de tipos de tempo resultantes (dentro de uma mesma condição sinótica em superfície) não seriam resultantes da circulação atmosférica nos níveis superiores da atmosfera. Neste sentido, e com o intuito de aprimorar as relações entre as diferentes escalas climáticas, optou-se por realizar a análise sinótica da atmosfera em três níveis isobáricos: superfície (1000 hPa); médio (500 hPa); altitude (250 hPa).

A análise da circulação nos três níveis isobáricos sobre a área de estudo no período compreendido entre o inverno de 2008 ao outono de 2009 foi efetuada a partir da análise comparativa das cartas sinóticas elaboradas por: Serviço Meteorológico da Marinha do Brasil (00Z e 12Z - superfície; <https://www.mar.mil.br/dhn/chm/meteo/prev/cartas/cartas.htm>), do CPTEC/INPE (00Z, 06Z, 12Z, e 18Z - superfície, médio, e altitude; http://tempo1.cptec.inpe.br/bol_tecnico.shtml), e NOAA National Weather Service (00Z, 06Z, 12Z, e 18Z - superfície, e altitude; <http://www.hpc.ncep.noaa.gov/international/intl2.shtml#charts>).

As imagens do satélite meteorológico GOES-10 (Geostationary Operational Environmental Satellites) dos canais visível (0,55-0,75 μm) e infravermelho-termal (10,2-11,2 μm), bem como as imagens compostas, foram utilizadas como referência da realidade para verificar os traçados das cartas sinóticas, detectar inconsistências e balizar a decisão da classificação do sistema atmosférico atuante na área de interesse. Este recurso foi fundamental principalmente quando as análises sinóticas dos três centros meteorológicos consultados divergiam.

Eventualmente utilizou-se os diagramas Skew T - Log P das estações de São Paulo (Campo de Marte) e do Rio de Janeiro (Galeão) para caracterizar ou compreender melhor a estrutura vertical do sistema atmosférico em relação à espessura das altas migratórias, estabilidade e instabilidade.

A análise da circulação atmosférica foi feita para o nível diário (24 horas), conforme os pressupostos de Monteiro (1971), e eventualmente foi detalhada para cada 6 horas (resolução temporal das cartas sinóticas) quando a sucessão entre os sistemas atmosféricos foi mais rápida. Nestes casos, mais complexos, a classificação diária foi feita pelo sistema predominante nas 24 horas. Na descrição da situação sinótica realizada foi feito um comentário sobre a sucessão dos sistemas ao longo do dia.

A identificação dos campos de pressão e dos sistemas atmosféricos em superfície (1000 hPa) seguiu o padrão adotado pelo Laboratório de Climatologia do Departamento de Geografia da USP conforme proposto por Monteiro (1969, 1973) e por Tarifa (1973, 1975, 2002). Desta forma, separou-se os sistemas atmosféricos pela sua gênese (origem tropical ou extratropical) e pelas modificações ocorridas durante suas trajetórias sobre superfícies continentais ou oceânicas.

Os sistemas extratropicais foram subdivididos em dois grupos: os frontais e os anticiclônicos. Os primeiros referem-se a todas as facies da Frente Polar. A evolução deste sistema segue normalmente uma seqüência que se inicia com a ondulação e o aprofundamento da baixa polar, sendo acompanhada pelo movimento para N ou NE da convergência frontal. A separação intercelular entre anticiclones polares (em diferentes graus de aquecimento), ou entre o anticiclone polar e o tropical na face oriental do continente Sul-americano é o que se convencionou chamar de Frente Polar Atlântica (FPA) (TARIFA, 2002). As FPAs normalmente manifestam-se até o nível de 500 hPa, sendo bem definida na análise de espessura entre superfície e 500 hPa. Quando esse sistema somente se manifesta em altitude o CPTEC designa como Frente Subtropical. Neste trabalho não se fez essa distinção, sendo classificado como FPA.

O desenvolvimento deste sistema (FPA) no tempo pode dar origem a sistemas frontais alterados, tais como as Frentes Polares Aquecidas ou Frentes Quentes (FQ) com inversão no sentido de propagação (norte-sul). Podem surgir ainda uma série de perturbações indiretas, entre elas as calhas e instabilidades induzidas normalmente orientadas no sentido sul-norte ou perpendiculares à FPA. Este conjunto de fenômenos pré e pós-frontais foram agrupados como Repercussão da Frente Polar Atlântica (R).

Na literatura encontra-se a possibilidade de ocorrência do Eixo Reflexo da Frente Polar (RFPA) que foi definida como “a separação entre o ar polar já modificado sobre a parte subtropical da vertente atlântica, proveniente de um avanço anterior ‘Polar Velha’ e o ar tropical Marítimo” (MONTEIRO, 1968, p. 126). Tarifa (2002) realizando a análise sinótica para os anos 1984, 1985 e 1986 não encontrou nenhuma situação característica da RFPA que pudesse ser digna de nota; se eventualmente ocorreu alguma vez, ela foi agrupada como R (repercussão da FPA). Neste trabalho, no período analisado (2008 e 2009), não se notou em nenhuma vez a ocorrência da RFPA. Levantando-se a possibilidade de um erro na análise sinótica consultou-se o Prof. Rubens Junqueira Villela sobre algumas situações mais

complexas e duvidosas, entre as quais a atuação da RFPA. Segundo seu relato (Anexo 1) a RFPA nunca foi bem definida pelo Adalberto Serra, mas com efeito ele registrou apenas um único caso que pareceu se aplicar a uma peculiar frente reflexa que consta na análise de superfície de 21/12/1964 feita por ele. Com efeito, nesta pesquisa, não se registrou nenhuma atuação da RFPA.

O segundo grupo dos sistemas extratropicais são aqueles relacionados aos desdobramentos do anticiclone migratório polar. Dependendo do local da anticiclogênese as características destes anticiclones podem ser muito diversificadas. Assim, fez-se uma separação entre o Sistema Polar Continental (SPC) e o Sistema Polar Atlântico (SPA) quando no primeiro caso a anticiclogênese e trajetória principal acontece sobre o continente, e no segundo quando se dá preferencialmente sobre o oceano Atlântico. Quando estes sistemas avançam para latitudes mais baixas eles sofrem um processo de tropicalização, que dá origem ao Sistema Polar Tropicalizado (SPT). O que diferencia este sistema dos tropicais é a existência de uma zona de convergência frontal entre eles. Quando esta zona de convergência se desfaz (fim da frontólise), este sistema passa a ser classificado como Sistema Tropical Atlântico (STA) ou Sistema Tropical Atlântico Continentalizado (STAC) dependendo da configuração do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS).

Os sistemas tropicais também foram subdivididos em oceânicos e continentais. A Alta (anticiclone) Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) pode ser desmembrada em dois subsistemas: o seu centro, freqüentemente localizado no Atlântico Sul, entre as latitudes 20° a 30° Sul e entre as longitudes 30° a 10° Oeste, foi denominado de Sistema Tropical Atlântico (STA). No caso do deslocamento de uma dorsal deste anticiclone sobre o continente Sul-Americano ele foi denominado Sistema Tropical Atlântico Continentalizado (STAC).

Durante a evolução da Frente Polar é muito freqüente o aprofundamento prévio da Depressão Continental do Chaco (DCC), um sistema tropical desenvolvido sobre o continente. Este sistema está termicamente e dinamicamente associado à forma e orientação do macrorrelevo do Continente Sul-Americano (Cordilheira dos Andes e planícies interiores do Chaco). Portanto, é um sistema dinâmico associado principalmente aos movimentos ondulatórios dos ventos de Oeste a sotavento da Cordilheira dos Andes. Os ventos de oeste ao ultrapassarem os Andes sofrem compressão adiabática, promovendo aquecimento do ar e seu ressecamento, contribuindo para as elevadas temperaturas e “secura” característica deste sistema. Sua circulação é ciclônica em superfície e anticiclônica em altitude no verão (Alta

da Bolívia). Raramente se forma no inverno. É muito comum durante a primavera-verão o Sistema da Depressão Continental do Chaco (DCC) atingir as áreas litorâneas (TARIFA, 2002).

Com os deslocamentos frontais para latitudes mais baixas é comum a advecção quente com ventos de NW. Os fluxos advectivos aquecidos de Noroeste foi caracterizado como a atuação do Sistema Tropical Continental (STC). Este sistema pode atuar conjuntamente com a DCC, fato muito comum na primavera-verão. Para efeitos de frequência dos sistemas, considerou-se a atuação deles como um todo (STC/DCC), muito embora eles possam ter atuado isoladamente.

Nos níveis de 500 e 250 hPa classificou-se os “centros de ação” em: anticiclone, cavado, vórtice ciclônico (VC), escoamento zonal, escoamento ciclônico, escoamento difluente e Jato Subtropical (JST) (somente para o nível de 250 hPa). A identificação desses sistemas permitiram um aprofundamento no conhecimento das relações de causalidade entre os sistemas de superfície e os de altitude, determinando ou influenciando o tipo de tempo num lugar. A transferência de energia da atmosfera de níveis superiores para os inferiores também pode ser explicada, em parte, por esta análise complementar. Muitas vezes não se notou nenhuma influência direta ou explícita dos níveis superiores; mas em outras condições a influência foi importante para aquilo que acontecia em superfície.

Para sintetizar os resultados, apresentou-se eles em quadros com a frequência absoluta (nº de dias) e relativa (%) de cada sistema para cada mês, cada estação e para o período compreendido do inverno de 2008 ao outono de 2009. A frequência relativa foi calculada considerando o número de dias de atuação dos sistemas dividido pelo total de dias da estação. A partir da frequência relativa dos sistemas tropicais e extratropicais nas estações do ano classificou-se o tipo de fluxo polar *predominante* no período, de acordo com a proposta de Monteiro (1969) e adaptada por Tarifa (1975). Desta forma atribuiu-se quatro classes para os tipos de fluxo polar:

- a) Nulo: quando não há abastecimento polar e não se define o anticiclone migratório polar. É caracterizado pela dominância dos sistemas tropicais na área de estudo.
- b) Interrompido: o fluxo polar é constantemente bloqueado pelos sistemas tropicais, com a alta migratória polar com baixos valores isobáricos. Há um certo equilíbrio na frequência dos sistemas polares e tropicais.

- c) Oscilante: há o predomínio dos sistemas extratropicais em cerca de 70% do tempo;
- d) Dominante: o predomínio dos sistemas extratropicais é maior que 80%.

Uma das premissas para a compreensão do ritmo climático é o detalhamento da atuação dos sistemas frontais. A FPA na costa sul oriental do Brasil é um importante controle climático, pois ela é responsável geneticamente pela maior parte da pluviosidade (entorno de 70%). Derivado dos processos frontológicos estão, além da chuva, a nebulosidade associada, a mudança nos padrões de escoamento da baixa troposfera e o resfriamento e aquecimento pós e pré-frontal, respectivamente. Além disso, ela é importante como uma referência para o ritmo e para a sequência dos tipos de tempo. A partir dessas premissas foi caracterizado o número de passagens frontais, a duração do sistema sobre a área de estudo (dias), bem como o intervalo entre uma frente e outra (dias). Além disso, foi descrito o padrão de sucessão dos sistemas atmosféricos entre uma frente e outra de modo a caracterizar a sequência e o encadeamento dos sistemas entre uma frente e outra. Considerou-se como duração da FPA o número de dias com tipos de tempo vinculados ao sistema frontal, desde o aquecimento pré-frontal, a repercussão de aproximação dela até as perturbações pós-frontais embebidas na alta migratoria polar.

5.2. Resultados

Inverno 2008

Os sistemas anticiclônicos (tropicais e extratropicais) controlaram a maior parte do tempo nesta estação (83,7% ou 77 dias). Os sistemas anticiclônicos extratropicais foram os mais atuantes, com 42,4% (39 dias), seguido pelos tropicais (STA e STAC) (41,3% do período). Os outros 16,3% do período foram controlados pelos sistemas extratropicais frontais (FPA e R) (Quadro 1).

O sistema mais freqüente nesta estação foi STAC (25%), que inclusive pôde-se compreender que ele só se forma, ou se define melhor, quando há nos níveis de 500 e 250 hPa um anticiclone sobre a crista da ASAS que está sobre o continente. Essa superposição de anticiclones favorece a subsidência do ar, promovendo a compressão adiabática do ar e o ressecamento da coluna troposférica, resultando em menores valores de umidade absoluta, umidade relativa e em temperaturas de ponto de orvalho relativamente menores. Quando essa superposição não era marcante o

sistema em superfície sofria uma modificação, ou para o STA, com o conseqüente recuo da crista da ASAS para o Atlântico, ou com a entrada do STC, ou mesmo da FPA, com suas repercussões (Quadro 1 e 2).

Quadro 1. Frequencia absoluta (nº dias) e relativa (%) sazonal e anual dos sistemas atmosféricos em Cunha, SP, do inverno de 2008 ao outono de 2009

Sistemas		Inverno 08		Primavera 08		Verão 08/09		Outono 09		Ano 2008/2009		
		F (dias)	%	F (dias)	%	F (dias)	%	F (dias)	%	F (dias)	%	
Superfície (1000 hPa) Extratropicais	Anticiclônicos	SPC	1,0	1,1	1,0	1,1	0,0	0,0	7,0	7,7	9,0	2,5
		SPA	17,0	18,5	21,0	22,8	12,0	13,3	25,0	27,5	75,0	20,5
		SPT	21,0	22,8	19,0	20,7	11,0	12,2	22,0	24,2	73,0	20,0
		Total	39,0	42,4	41,0	44,6	23,0	25,6	54,0	59,3	157,0	43,0
	Frontais	FPA	13,0	14,1	11,0	12,0	10,0	11,1	14,0	15,4	48,0	13,2
		FQ	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	1,1	0,0	0,0	1,0	0,3
		R	2,0	2,2	12,0	13,0	11,0	12,2	6,0	6,6	31,0	8,5
		Total	15,0	16,3	23,0	25,0	22,0	24,4	20,0	22,0	80,0	21,9
	Total Geral		54,0	58,7	64,0	69,6	45,0	50,0	74,0	81,3	237,0	64,9
Superfície (1000 hPa) Tropicais	Atlântico	STA	15,0	16,3	7,0	7,6	27,0	30,0	15,0	16,5	64,0	17,5
		STAC	23,0	25,0	10,0	10,9	17,0	18,9	2,0	2,2	52,0	14,2
		Total	38,0	41,3	17,0	18,5	44,0	48,9	17,0	18,7	116,0	31,8
	Continental	STC/DCC	0,0	0,0	11,0	12,0	1,0	1,1	0,0	0,0	12,0	3,3
	Total Geral		38,0	41,3	28,0	30,4	45,0	50,0	17,0	18,7	128,0	35,1
500 hPa	Anticiclone	53,0	57,6	25,0	27,2	53,0	58,9	27,0	29,7	158,0	43,3	
	Cavado	31,0	33,7	54,0	58,7	29,0	32,2	37,0	40,7	151,0	41,3	
	VC	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	1,1	2,0	2,2	3,0	0,8	
	Escoamento zonal	6,0	6,5	6,0	6,5	4,0	4,4	13,0	14,3	29,0	7,9	
	Escoamento ciclônico	2,0	2,2	2,0	2,2	2,0	2,2	12,0	13,2	18,0	4,9	
	Escoamento difluente	0,0	0,0	5,0	5,4	1,0	1,1	0,0	0,0	6,0	1,6	
250 hPa	Anticiclone	19,0	20,7	18,0	19,6	46,0	51,1	18,0	19,8	101,0	27,8	
	Cavado	25,0	27,2	21,0	22,8	17,0	18,9	20,0	22,0	83,0	22,7	
	VC		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
	Escoamento Zonal	17,0	18,5	4,0	4,3	5,0	5,6	7,0	7,7	33,0	9,0	
	Escoamento Difluente		0,0	22,0	23,9	21,0	23,3	4,0	4,4	47,0	12,9	
	Escoamento Anticiclônico	1,0	1,1	1,0	1,1	0,0	0,0	2,0	2,2	4,0	1,1	
	Escoamento Ciclônico	2,0	2,2	1,0	1,1	0,0	0,0	2,0	2,2	5,0	1,4	
JST	28,0	30,4	25,0	27,2	1,0	1,1	38,0	41,8	92,0	25,1		

Organização e elaboração: Gustavo Armani, inverno, 2009.

As FPA's atuaram durante 14,1% (13 dias), sendo que elas estacionaram com frequência em latitudes mais baixas que a área de estudo, fazendo com que a alta migratória polar se tropicalizasse, dando origem ao SPT, justificando a alta frequência desse sistema no inverno (Quadro 1 e 2). Nesta estação ocorreram 10 passagens frontais com duração (atuação) mais frequente de um dia. No início da estação os intervalos entre uma frente e outra eram maiores, próximos de 10 dias (Quadro 3). A média dos intervalos entre uma frente e outra foi de 8,5 dias, mas como pode ser visto essa média não retrata bem a variação dos intervalos entre uma frente e outra e contradiz a teoria facilmente encontrada na literatura de um intervalo de 7 dias entre uma frente e outra. O maior intervalo registrado nesta estação entre um avanço frontal e outro foi de 18 dias e o menor de 3 dias. A sequência dos sistemas atmosféricos

entre uma frente e outra no inverno seguiu quase o padrão clássico descrito para o Estado de SP, ou seja, após a passagem frontal a alta migratória polar avança sobre o território paulista fazendo o SPA controlar o tempo durante alguns dias; este sistema passa por um processo de tropicalização (SPT) e que posteriormente é embebido pela ASAS, passando a dominar o STA ou STAC sendo em seguida substituído por uma nova FPA. Nesta cadeia de sistemas atmosféricos não foi importante do ponto de vista da frequência o aquecimento pré-frontal característico antes da entrada da nova frente. O maior tempo de duração de uma frente nesta estação durou 5 dias, que foi o penúltimo avanço frontal desta estação (Quadro 3).

Quadro 2. Frequência relativa (%) mensal, sazonal e anual dos sistemas atmosféricos em Cunha, SP, entre o inverno de 2008 e o outono de 2009.

Sistemas		Jul/08	ago/08	set/08	Inverno 08	out/08	nov/08	dez/08	Primavera 08	jan/09	fev/09	mar/09	Verão 08/09	abr/09	mai/09	Jun/09	Outono 09	Ano 2008/2009	
Superfície (1000 hPa) Extratropicais	Anticiclônicos	SPC	0,0	0,0	3,3	1,1	0,0	0,0	3,2	1,1	0,0	0,0	0,0	0,0	6,7	0,0	16,7	7,7	2,5
		SPA	12,9	12,9	30,0	18,5	16,1	33,3	19,4	22,8	19,4	0,0	19,4	13,3	26,7	25,8	30,0	27,5	20,5
		SPT	45,2	6,5	16,7	22,8	12,9	40,0	9,7	20,7	12,9	3,6	19,4	12,2	36,7	16,1	20,0	24,2	20,0
	Frontais	FPA	6,5	16,1	20,0	14,1	19,4	6,7	9,7	12,0	12,9	10,7	9,7	11,1	16,7	16,1	13,3	15,4	13,2
		FQ	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,6	0,0	1,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3
		R	3,2	0,0	3,3	2,2	9,7	3,3	25,8	13,0	16,1	14,3	6,5	12,2	3,3	9,7	6,7	6,6	8,5
Superfície (1000 hPa) Tropicais	Atlântico	STA	32,3	16,1	0,0	16,3	12,9	0,0	9,7	7,6	16,1	28,6	45,2	30,0	10,0	25,8	13,3	16,5	17,5
		STAC	0,0	48,4	26,7	25,0	29,0	3,3	0,0	10,9	19,4	39,3	0,0	18,9	0,0	6,5	0,0	2,2	14,2
	Continental	STC/DCC	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	13,3	22,6	12,0	3,2	0,0	0,0	1,1	0,0	0,0	0,0	0,0	3,3
500 hPa	Anticiclone		71,0	54,8	46,7	57,6	48,4	13,3	19,4	27,2	38,7	71,4	67,7	58,9	36,7	38,7	13,3	29,7	43,3
	Cavado		29,0	25,8	46,7	33,7	41,9	66,7	67,7	58,7	45,2	25,0	25,8	32,2	43,3	45,2	33,3	40,7	41,4
	VC		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,6	0,0	1,1	3,3	3,2	0,0	2,2	0,8
	Escoamento zonal		0,0	12,9	6,7	6,5	6,5	10,0	3,2	6,5	6,5	0,0	6,5	4,4	16,7	6,5	20,0	14,3	7,9
	Escoamento ciclônico		0,0	6,5	0,0	2,2	0,0	3,3	3,2	2,2	6,5	0,0	0,0	2,2	0,0	6,5	33,3	13,2	4,9
	Escoamento difluente		0,0	0,0	0,0	0,0	3,2	6,7	6,5	5,4	3,2	0,0	0,0	1,1	0,0	0,0	0,0	0,0	1,6
250 hPa	Anticiclone		25,8	22,6	13,3	20,7	19,4	10,0	29,0	19,6	38,7	60,7	54,8	51,1	20,0	25,8	13,3	19,8	27,7
	Cavado		29,0	29,0	23,3	27,2	16,1	26,7	25,8	22,8	25,8	10,7	19,4	18,9	33,3	16,1	16,7	22,0	22,7
	VC		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	Escoamento Zonal		22,6	12,9	20,0	18,5	3,2	6,7	3,2	4,3	3,2	0,0	12,9	5,6	13,3	9,7	0,0	7,7	9,0
	Escoamento Difluente		0,0	0,0	0,0	0,0	41,9	16,7	12,9	23,9	29,0	28,6	12,9	23,3	0,0	12,9	0,0	4,4	12,9
	Escoamento Anticiclônico		3,2	0,0	0,0	1,1	3,2	0,0	0,0	1,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	6,5	0,0	2,2	1,1
	Escoamento Ciclônico		0,0	6,5	0,0	2,2	3,2	0,0	0,0	1,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	6,7	2,2	1,4
	JST		19,4	29,0	43,3	30,4	12,9	40,0	29,0	27,2	3,2	0,0	0,0	1,1	33,3	29,0	63,3	41,8	25,2

Organização e elaboração: Gustavo Armani, inverno, 2009.

A frequência de FPA nos meses de inverno aumentou de julho (6,5%) até setembro (20%), tendência seguida pelo SPA. Situação inversa a essa aconteceu com os sistemas tropicais, ou seja, a frequência deles diminuiu ao longo do inverno. Essa dinâmica no inverno pode indicar uma lenta mudança de ritmo para primavera (Quadro 3).

A partir da frequência dos sistemas classificou-se esta estação com um fluxo polar interrompido, ou seja, o fluxo polar foi constantemente bloqueado pelos sistemas tropicais, com a alta migratória polar com baixos valores isobáricos. Houve

um certo equilíbrio na frequência dos sistemas polares e tropicais. De certa forma o maior intervalo entre as FPA observados nesta estação, a tropicalização da alta migratória e o domínio do STA ou STAC constituiram os principais fatores deste tipo de fluxo polar no inverno de 2008.

Quadro 3. Ritmo sazonal dos sistemas frontais (número, duração e intervalo) em Cunha, SP, entre o inverno de 2008 e o outono de 2009.

Inverno 08	Duração (dias)	1	1	2	1	2	1	1	1	1	5	1
	Intervalo (dias)	13	18	8	4	13	6	7	5	3		
Primavera 08	Duração (dias)	1	4	2	1	1	1	1	1	1	6	
	Intervalo (dias)	11	1	9	8	2	2	3	9	15	13	
Verão 08/09	Duração (dias)	3	2	3	2	1	2	1	2	3	2	3
	Intervalo (dias)	2	3	0	10	1	1	11	2	6	9	8
Outono 09	Duração (dias)	1	2	2	1	0	1	1	2	1	3	0
	Intervalo (dias)	14	2	5	6	5	4	5	7	3	6	2

Organização: Gustavo Armani, inverno 2009.

De certa forma, e respeitando os ajustes feitos neste trabalho para os sistemas atmosféricos, os resultados são concordantes com a situação descrita por Monteiro (1968), em que afirma que no inverno o “...*Brasil Meridional será, conseqüentemente, afetado pela Massa Tropical Atlântica, de modo mais persistente, à qual vem contrapor-se a Massa Polar Atlântica, mais impetuosa nesta estação, de efeitos mais violentos, mas agindo através de ondas esparsas*”(MONTEIRO, 1968, p. 131).

Em 250 e 500 hPa foi bastante alta a frequência do anticiclone de 250 e 500 hPa (20,6% e 56,7% respectivamente). Estes sistemas e o escoamento zonal garantiram a estabilidade atmosférica desta estação e reforçou os sistemas estáveis em superfície (Quadro 1 e 2). Ocorreu um evento de geada registrada em julho que foi favorecida pela superposição dos anticiclones de altitude com o SPT em superfície, favorecendo a perda noturna de calor, devido à baixa umidade e ausência de nebulosidade nestas situações atmosféricas. A posição dos anticiclones de 250 e 500 hPa e em superfície concordam com os resultados apresentados por Serra (1954) e Strang (1986).

A área baroclínica atinge latitudes mais baixas no inverno, fato que justifica a alta frequência (30,4%) do JST sobre a área de estudo. A teoria apresentada por Kousky e Elias (1984) para a posição da baroclínia nesta estação estão de acordo com os resultados encontrados. O suporte dinâmico que as correntes de jato forneceram à FPA em superfície justifica a tendência de aumento relativamente semelhante destes dois sistemas ao longo do inverno (Quadro 2).

Primavera 2008

A circulação na primavera não se modifica rapidamente em relação àquela observada no inverno. Muito pelo contrário, é possível notar uma certa continuidade da estação anterior, embora menos nítida e menos intensa, em outubro, sendo que a partir de novembro já se nota maiores afinidades com a circulação de verão, fato também descrito, por Serra (1942) e Monteiro (1968).

Nesta estação notou-se uma diminuição da atuação dos sistemas tropicais (30,4% ou 28 dias), mas indicando o início de atuação do STC/DCC (12% ou 11 dias), devido ao maior aquecimento do continente em relação à estação anterior e ao deslocamento para leste da ASAS. A frequência desses sistemas (STC/DCC) aumentou progressivamente de outubro (0%) para dezembro (22,6%) (Quadro 1 e 2), que é um fato esperado nesta estação do ano, conforme descrito por Serra (1942) e Monteiro (1968, 1973).

Os sistemas de extratropicais foram os predominantes (69,6% ou 64 dias), principalmente o SPA (22,8% ou 21 dias), enquanto o SPC atuou durante apenas um dia (Quadro 1 e 2). A FPA atuou durante 12% da estação e em 13% ocorreu alguma repercussão dela (R). Essas instabilidades foram favorecidas pelos cavados em 500 e 250 hPa, que foram os sistemas mais frequentes. O JST também deu suporte dinâmico a algumas passagens da FPA (Quadro 2).

Ocorreram 10 passagens frontais na primavera, com um intervalo médio entre elas de 7,3 dias. Entretanto, houveram intervalos de 15 dias e de um dia, sendo que os intervalos mais longos foram os mais frequentes (Quadro 3). A duração das FPA's mais comum foi de um dia (avanços mais rápidos), sendo que houve uma frente que durou dois dias, outra quatro e a maior duração foi de 6 dias já na transição para o verão. A sucessão dos sistemas entre uma frente e outra também seguiu o padrão clássico de evolução para o Estado de São Paulo, tal como no inverno. Após a passagem frontal a alta migratória polar avança sobre o território paulista fazendo o SPA controlar o tempo durante alguns dias; este sistema passa por um processo de tropicalização (SPT) e que posteriormente é embebido pela ASAS, passando a dominar o STA ou STAC sendo em seguida substituído por uma nova FPA. Entretanto, na segunda metade da primavera, após a tropicalização da alta migratória ocorreu com maior frequência a atuação dos sistemas tropicais continentais (STC/DCC).

Predominou nesta estação um fluxo polar oscilante, ou seja, ocorreu o predomínio dos sistemas extratropicais em cerca de 70% do tempo (69,6% ou 64

dias) (Quadro 1). Os sistemas extratropicais anticiclônicos e frontais aumentaram a frequência em relação ao inverno, 44,6% e 25% respectivamente (Quadro 1), fazendo recuar os sistemas tropicais para latitudes mais baixas.

O escoamento difluente e a dianteira dos cavados em altitudes favorecem o levantamento das parcelas de ar, contribuindo as instabilidades verificadas no período. A dinamização mais freqüente das FPA's e o desenvolvimento de suas repercussões (R) foram auxiliadas por este tipo de escoamento verificado em altitude.

Verão 2008-2009

Predominam nesta estação os sistemas tropicais (50%), sendo que o STA foi o mais freqüente (38,8%), seguido pelo STAC (18,9%). A atuação desses sistemas foi também influenciada pelo Anticiclone em 500 (58%) e 250hPa (51%) (designado atualmente por Alta da Bolívia) mas que desde os trabalhos de Serra (1942) e Strang (1986) já descreveram com precisão sua posição e influência (Quadro 1 e 2). Nos casos de superposição desses anticiclones, desde a superfície até 250 hPa, o tipo de tempo predominante foi anticiclônico quente e seco (devido à subsidência de ar superior) quase sem nuvens e com vento calmo. Temperaturas bastante elevadas foram registradas nestes casos, superiores à 30°C, e temperaturas de ponto de orvalho de 11°C.

A participação das FPA's foram equivalentes à da primavera (11,1%), já que os avanços dos anticiclones migratórios polares diminuem habitualmente nesta estação (o SPA atuou por apenas 13,3% do período) (Quadro 1). Pela análise de espessura (0 a 500 hPa) há que se considerar que as FPA's no verão foram frequentemente rasas, dificilmente se manifestando em 500 hPa. O CPTEC (2009) designou essas frentes como "frentes subtropicais". Apenas a última FPA de março teve repercussões em 500 hPa. Ocorreram ao todo 12 FPA's no verão (incluindo suas repercussões) com um intervalo médio entre elas de cinco dias. Os intervalos oscilaram entre 0 dia entre uma frente e outra, quando num mesmo dia de atuação uma nova frente se somou àquela atuante, a 11 dias de intervalo (quadro 3) sendo que os intervalos maiores foram os mais frequentes (maiores que 6 dias) (Quadro 3). A duração das FPA's no verão foram em geral dois ou três dias, decorrentes das repercussões pré e pós frontais que foram comuns nesta estação.

Neste período ocorreu apenas uma vez o avanço de uma frente quente (FQ) (Quadros 1 e 2). A sucessão dos sistemas atmosféricos entre uma frente e outra seguiram o padrão clássico para o Estado de São Paulo na primeira metade da estação.

Na segunda metade do verão as frentes ondularam sobre o Estado de SP, recuando para sul na área de Cunha, sendo substituída pelo STA ou STC (menos frequente), não atuando nenhum sistema extratropical anticiclônico após a FPA (Quadros 1 e 2).

As repercussões da FPA foram mais freqüentes que as próprias frentes, já que muitas vezes as FPA's ficaram estacionárias em latitudes ligeiramente mais altas ou mais baixas que a área de estudo, ou muitas vezes sobre o oceano, promovendo a repercussão sobre o Núcleo Cunha.

Ao contrário da primavera o STC e a DCC tiveram uma baixa participação na área de estudo, respondendo por 1,1% do período (Quadro 1). Segundo Monteiro (1968) no verão as principais massas de ar que controlam o tempo são a Massa Tropical Atlântica e a Equatorial Continental em conjunto com a Tropical Continental (pseudo e verdadeira). Entretanto, na área de estudo as instabilidades e as esteiras de umidade contidas nas ZCAS (Zonas de Convergência do Atlântico Sul) e ZCU (Zonas de Convergência de Umidade) ocorreram dentro do STA, da FPA ou de suas repercussões (R). Com frequência a ZCAS foi organizada pela FPA. Como a área de estudo está muito próxima do litoral e as FPA's tiveram uma trajetória mais oceânica que continental o sistema principal atuante foi a FPA ou sua repercussão e não a ZCAS.

Nesta estação os sistemas extratropicais aumentaram a participação para 50% do período, ficando os tropicais com a outra metade do período. Essa situação de equilíbrio de forças entre os sistemas extratropicais e os tropicais caracteriza essa estação com um predominante tipo de fluxo polar interrompido.

Outono 2009

Assim como a primavera o outono caracteriza-se como uma situação de transição na circulação atmosférica no Sudeste do Brasil. Nesta estação os sistemas extratropicais controlaram 81,3% do tempo (74 dias), sendo que desses os anticiclônicos foram mais freqüentes que os frontais (59% e 22% respectivamente). Como consequência houve uma redução na participação dos sistemas tropicais (18,7% ou 17 dias) (Quadros 1 e 2). Nesta estação é comum a ocorrência dos veranicos no Estado de SP, decorrente dos sistemas anticiclônicos tropicais, mas neste ano eles foram pouco representativos, sendo que eles ocorreram preferencialmente em maio. Mesmo assim, foram muito breves.

Nos sistemas anticiclônicos extratropicais nota-se o aumento considerável do SPC para 7,7% (ou 7 dias) de atuação na área em relação às outras estações (inverno, primavera e verão). Nas estações anteriores este sistema não ultrapassou 1,1% de frequência. A atuação desse sistema produziu resfriamentos fortes associados a um menor valor de umidade relativa do ar. O SPA também teve sua frequência elevada em relação às outras estações para 27,5% e o SPT para 24,2% (25 e 22 dias respectivamente) (Quadro 1 e 2).

No outono ocorreram 13 passagens frontais, com um intervalo médio entre elas de 5,4 dias. Foi a estação no ano hidrológico 2008/2009 com maior número de avanços frontais, seguida do verão (12 passagens frontais). Diferentemente do verão, as FPA's nesta estação manifestaram-se até 500 hPa. Os intervalos entre as frentes foram em geral mais curtos, de quatro a cinco dias, sendo que o menor intervalo foi de dois dias e o maior 14. A duração das frentes sobre a área de estudo mais comum ou frequente foi de dois dias, seguido por um dia e três dias. Houve também três casos em que a frente passou muito rapidamente sobre a área de estudo, sendo logo precedida pela alta migratória não produzindo ou controlando tempo. Nestes casos a duração da FPA foi de zero dias (Quadro 3). Diferente do habitual para esta estação, quando a circulação se assemelha mais com a do verão, as FPA's tiveram uma maior frequência no início da estação, com uma ligeira redução no final dela (Quadro 2).

Com a manifestação da FPA nos níveis mais altos da atmosfera nota-se o aumento na frequência dos cavaos em 500 e 250 hPa, com a consequente redução da atuação dos anticiclones. Isso marca o deslocamento da área de maior baroclínia para latitudes mais baixas nesta época do ano, associado ao aumento da frequência do JST sobre a área (Quadros 1 e 2).

Em função da frequência elevada dos sistemas polares e do alto valor isobárico do anticiclone migratório polar o fluxo polar no outono foi classificado como dominante.

Síntese do período compreendido entre o inverno de 2008 e o outono de 2009

Sobre os resultados de frequência dos sistemas atmosféricos no ano compreendido pelo inverno de 2008 ao outono de 2009, destaca-se que houveram 45 passagens frontais com duração mais frequente (dias de atuação) de um dia, controlando 21,9% do ano. Os intervalos entre uma frente e outra mais frequentes

foram de 5 a 6 dias, oscilando entre um mínimo de 0 (com duas frentes num mesmo dia) a 18 dias. Neste ano em análise houve apenas uma ocorrência de uma FQ (0,3% do ano) e as repercussões da FPA (R) foram de importância no controle do tempo ao longo do ano (8,5%) (Figura 16).

Os sistemas extratropicais (anticiclônicos e frontais) controlaram a maior parte do tempo (64,9% do ano), sendo que os anticiclônicos atuaram durante 43% do ano e os frontais 21,9%. O restante do tempo foi dominado pelos sistemas tropicais (Atlântico e continental) (35,1%), sendo que desses, os sistemas Atlânticos atuaram por 31,8% e os continentais 3,3%. Este fato é esperado, pois Cunha está a 15 km do oceano, sendo mais facilmente controlada pelos sistemas atlânticos que os continentais (Figura 16).

Os fluxos polares neste ano como um todo poderia-se dizer que predominaram o tipo oscilante (com uma tendência para interrompido) devido à elevada frequência dos sistemas extratropicais (64,9%) (Quadros 1 e 2), sendo um ano diferente do habitual para este trecho do Estado, em que os sistemas tropicais apresentam equivalência no domínio do tempo com os extratropicais (50% para os tropicais e 50% para os extratropicais) (MONTEIRO, 1973).

6. TOPOCLIMAS

6.1. Materiais e procedimentos

Foram realizadas medidas de campo com registradores digitais autônomos de T e UR com exatidão de $\pm 0,2^\circ\text{C}$ e $\pm 2,5\%$ respectivamente, programados para armazenar a média de 15 minutos das interrogações realizadas a cada dois segundos ao elemento sensor. Os equipamentos foram instalados em 12 locais em diferentes situações topográficas na bacia a um metro do solo. Para a localização dos pontos e suas condições topo e microclimáticas consulte as figuras 9 a 15.

Os sensores foram calibrados pela empresa Visomes Comercial Metrológica Ltda. segundo as exigências do INMETRO e eles foram instalados nos miniabrigos de ventilação passiva desenvolvidos por Armani e Galvani (2006). O resgate dos dados era realizado mensalmente por meio de um equipamento próprio que descarrega e reprograma os registradores para continuar em operação sem interromper a série de dados. A cada coleta de dados o relógio interno do registrador era sincronizado com a hora local (-3 GTM e sem horário de verão) do Observatório Nacional. O erro de sincronia do relógio nunca foi superior a dois minutos.

Os dados foram agrupados por estações do ano (Inverno 2008, Primavera 2008, Verão 2008-2009, Outono 2009), sendo que o período considerado para as estações foi definido com base nas datas de solstícios e equinócios fornecidos pelo Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG-USP).

As variáveis Td e UA foram estimadas a partir de T e UR. Calculou-se a tensão de saturação do vapor d'água (Es) (1), depois a tensão atual do vapor d'água (Ea) (2, 3) e por fim UA (4), a partir das equações psicrométricas abaixo:

$$Es = 4,58 \times 10^{\frac{7,5 \times T}{237,3 + T}} \quad (1);$$

$$Ea = \frac{UR \times Es}{100} \quad (2);$$

Substituindo 1 em 2:

$$Ea = \frac{UR \times (4,58 \times 10^{\frac{7,5 \times T}{237,3 + T}})}{100} \quad (3);$$

A partir de 3, pode-se calcular a UA, dada por:

$$UA = \frac{288,9 \times Ea}{Ts + 273} \quad (4).$$

Sendo:

Es a tensão de saturação do vapor d'água em milímetros de mercúrio (mmHg);

T a temperatura do ar expressa em graus Celsius (°C);

Ea a tensão atual do vapor d'água em milímetros de mercúrio (mmHg);

UR a umidade relativa do ar em porcentagem (%);

UA a umidade absoluta expressa em grama de água por metro cúbico de ar (g.m⁻³).

Para cada estação foram produzidos mapas com a variação espacial da média, máxima absoluta, mínima absoluta, média do período diurno (06:15 às 18:00), média do período noturno (18:15 às 06:00) e o desvio padrão das quatro variáveis trabalhadas (T, Td, UA, UR). Os mapas foram elaborados no programa *Surfer* 8.0 utilizando-se como método interpolador a “*krigeagem*”. Para este método interpolar vale a explicação citada no capítulo 4, controles climáticos.

Alem desses mapas, também foi realizado o mapeamento sazonal da Autocorrelação (AC) para a série de T, e da Função de Correlação Cruzada (FCC) também para a série de T em relação à série de T de P11 (foz).

A autocorrelação de uma série temporal põe em evidência a dependência entre os pontos da série em intervalos de tempo mais e mais espaçados; ela traduz a memória do sistema investigado (FERRARI, KARMANN, 2008).

A velocidade de decaimento do coeficiente de autocorrelação é interpretada como uma característica da “memória” do lugar onde foi realizada a medida. Quanto maior a capacidade de “memória”, maior o tempo para uma mudança na temperatura, resultando num lento decaimento do correlograma. Em hidrologia de sistemas cársticos (Mangin, 1984, 1994; LAROCQUE *et al*, 1998, *apud* FERRARI, KARMANN, 2008) é utilizado como índice o tempo decorrido para se atingir o coeficiente de autocorrelação 0,2. Este valor foi definido a partir da observação de correlogramas obtidos para diferentes sistemas cársticos. Este parâmetro é chamado de efeito de memória e quanto maior o seu valor, menos carstificado é o sistema (FERRARI, KARMANN, 2008). Como na climatologia não se encontrou nenhum trabalho utilizando desta ferramenta estatística, optou-se, arbitrariamente, pelo índice o tempo decorrido para o correlograma atingir a autocorrelação 0,5.

A função de correlação cruzada (FCC) é usada para analisar as relações entre as séries de entrada e de saída em um determinado sistema. Ela indica o tempo de resposta (minutos) de uma determinada série temporal (neste caso a série de T) a um impulso externo (saldo de radiação, por exemplo). Como não se dispõe de uma série de radiação solar ou outra que comande a temperatura neste trabalho, criou-se um artifício lógico para a utilização desta ferramenta estatística. Comparou-se a série de T de todos os postos da bacia em relação à série de T de P11 (foz), imaginando que o mesmo impulso externo (radiação líquida, por exemplo) é igual a todos os postos, o sincronismo deles em relação a P11 (que é o posto mais aberto e sensível a variações externas – como uma estação meteorológica padrão por exemplo) produz diferentes tempos de resposta em relação a esta referência devido à influência dos controles climáticos de superfície ao impulso externo. Ou seja, P11 é a referência do tempo zero para uma determinada mudança na série temporal (é a referência zero minutos da bacia estudada).

Para detalhes sobre os cálculos e métodos da AC e a FCC sugere-se a consulta do manual do programa *Statistica* (StatSoft, 1995) e do trabalho de Ferrari e Karmann (2008).

As análises de espaço-tempo foram feitas a partir de diagramas temporo-espaciais segundo os perfis transversal (P9-P8-P1-P6-P7) e longitudinal (P11-P1-P2-P3-P10), considerando a média horária dos quatro atributos. Esses diagramas foram produzidos no programa *Surfer* 8.0, utilizando como método interpolador a triangulação com interpolação linear.

Para cada estação do ano foi elaborado um diagrama temporo-espacial com a média diária de cada atributo associado ao sistema atmosférico de superfície atuante, conforme análises realizadas no capítulo 5. Este procedimento foi idealizado com base na análise rítmica segundo Monteiro (1971), mas não foi feita a representação concomitante dos atributos porque os diagramas temporo-espaciais nas dimensões apresentadas aqui não comportariam essas combinações (com exceção de T e Td que às vezes foram representados conjuntamente combinando cores e linhas tracejadas).

6.2. Resultados

Apesar das medidas realizadas integrarem os efeitos de várias escalas climáticas é possível discutir e apresentar alguns efeitos topoclimáticos na bacia

hidrográfica estudada.

As variações ou diferenças quantitativas não serão descritas a exaustão aqui, porque podem ser visualizadas nos mapas, gráficos e diagramas apresentados. Mas é importante ressaltar que a quantidade está associada à qualidade (processos) do ritmo de cada lugar. O binômio quantidade X qualidade foi a chave de interpretação dos resultados.

O eixo longitudinal da bacia orientado SE-NW divide grosseiramente a bacia em vertentes SW (à direita do córrego) e as NE (à esquerda). O primeiro fato que chama a atenção é o controle da topografia exercido na distribuição espacial dos atributos climáticos (T, Td, UA e UR), que segue relativamente o padrão hipsométrico da bacia, ou seja, as isolinhas (T, Td, UA e UR) na maioria dos casos são paralelas às isoípsas (Figuras 17 a 40).

Verifica-se que as vertentes à direita (SW) são em geral mais frias que as voltadas para NW, da ordem de 0,3°C. Este fato é mais evidente na média, mínima absoluta, média do período diurno e média do período noturno de T nas quatro estações (Figuras 17 a 21), sendo que no verão as diferenças entre estas duas vertentes diminuem porque a posição do disco solar está ligeiramente ao Sul da bacia, fazendo a radiação solar incidente aumentar na vertente SW. Poderíamos até supor um maior sombreamento das vertentes NE durante o verão, que poderia resultar numa diminuição da temperatura, mas isso não aconteceu, ou porque o tempo de permanência do Sol ao sul da área foi muito pequeno para influenciar as médias das estações, ou porque sua posição ligeiramente a sul equilibra a radiação solar em ambas as vertentes, ou ainda os aspectos microclimáticos interferindo nos resultados topoclimáticos. Estes fatos podem estar combinados para produzir o resultado observado.

O Desvio padrão da T para cada estação também exibiu diferenças entre as vertentes direita e esquerda, sendo maiores na segunda que na primeira. Isso pode demonstrar em parte a influência da radiação nas vertentes, pois as oscilações entre dia e noite, céu limpo e encoberto produzem maiores diferenças nas temperaturas.

Para Td a situação se inverte em relação à apresentada para T, com os maiores valores na vertente noruega. Isso indica que as vertentes SW são mais úmidas (estão mais próximas da saturação do ar - diferença entre T e Td) do que aquelas de exposição NE (Figuras 17 a 28). Os valores de UR e UA confirmam estes resultados e apontam

para as mesmas relações espaciais descritas para T e Td (Figuras 29 a 39).

Dos mapas sazonais apresentados aquele que melhor representa, ou sintetiza, o efeito do relevo no clima, e que traduz, resumidamente os efeitos do sombreamento e as relações com as vertentes mais úmidas e frias, em relação àquelas menos úmidas e quentes, é o mapa de espacialização das FCC (Função de Correlação Cruzada) entre as séries de temperatura. A referência, ou seja, o marco zero da contagem de tempo de atraso ou adiantado, foi o posto P11, na foz da bacia e sem a proteção microclimática da floresta. Este mapa procura ilustrar, pois, o sincronismo dos outros postos em relação a ele (Figura 41).

Neste mapa fica evidente que as vertentes SW, a direita do córrego, são “atrasadas” em relação a P11 de 15 a 30 minutos. A vertente oposta, NE (margem esquerda do córrego) por sua vez é sincrônica na primavera e no verão, e cerca de 15 minutos adiantada no inverno e outono. Os topos apresentam também um sincronismo com relação a P11 no verão e na primavera, ao passo que no inverno e outono eles se adiantam cerca de 15 minutos. Estes resultados sugerem uma forte relação da temperatura com o movimento aparente do disco solar em relação a esta bacia. Esse tipo de aplicação da FCC não foi encontrada na revisão bibliográfica para esse tipo de aplicação e aparentemente representou bem essa realidade, ainda que parcialmente (Figura 41).

Os mapas sazonais que representam o tempo decorrido para atingir a autocorrelação 0,5 também ilustram um fato que pode indicar um efeito topoclimático. Os topos apresentam em geral um tempo maior para atingir 0,5 de autocorrelação, indicando que a temperatura se altera mais lentamente ao longo do tempo. O vale apresenta as menores durações para atingir a mesma autocorrelação, significando tende a se aquecer e se resfriar mais rapidamente que os topos (Figura 40). Um fato interessante de se notar entre as estações é que no outono o tempo de autocorrelação aumentou sensivelmente em relação às outras estações. Atribui-se este aumento ao caráter sinótico da estação, com freqüentes avanços frontais, que contribuem para uma maior nebulosidade (Figura 40).

Embora esses resultados sejam uma expressão ou resultantes do ritmo dos atributos eles não revelam o movimento, que é essencial na definição dos climas. Para nos aproximarmos do ritmo, a variação média horária pode dar uma primeira idéia do que seria o movimento dia-noite na atmosfera desta bacia.

Ao analisarmos as variações médias horárias segundo o perfil transversal da bacia (P9-P8-P1-P6-P7) podemos notar que a vertente SW (P8) leva cerca de 30 minutos a mais para iniciar o processo de aquecimento diurno que a vertente oposta (função da posição da vertente). Este fato se repete nas quatro estações do ano, sendo que o processo de aquecimento se inicia mais cedo no verão e mais tarde no inverno (função da declinação solar) (figuras 42 a 45).

Inicialmente também se poderia pensar se isto não seria apenas um efeito do nascer e ocaso Sol; as vertentes a oeste-sudoeste demorariam mais para iniciar o seu processo de aquecimento após o nascer do Sol, mas também demorariam mais para resfriar no final do dia. Este movimento (aparente) do Sol é também uma das causas do resultado observado neste transecto. Mas não é apenas isso, porque de outra forma vertente SW demoraria mais para se resfriar no final do dia, que não é o que acontece. A vertente noruega inicia o seu processo de resfriamento antes da vertente oposta. Duas hipóteses explicativas para este fato puderam ser colocadas: 1) a declividade das vertentes direitas da bacia (SW) são maiores que aquelas da vertente contrária (NE), diminuindo a quantidade de radiação solar que atinge a vertente (a irradiância solar é função da inclinação da superfície exposta aos raios solares). Essa menor quantidade de energia recebida, mesmo na passagem meridiana do disco solar, reduz as chances de um maior aquecimento da vertente SW. Este efeito topoclimático agindo conjuntamente com a orientação da vertente produz esse resultado térmico; 2) A bacia estudada está numa posição altimétrica inferior ao entorno. A serra e os morros na outra margem do rio Paraibuna (direita) promovem sombra nos finais de tarde nas partes mais baixas da vertente SW.

Nota-se a drenagem noturna de ar frio, formando uma piscina ou lago de ar frio ao longo da madrugada. Ele se acumula de baixo para cima e com o passar da noite atinge altitudes mais elevadas. Esse lago de ar frio atinge maiores altitudes na vertente SW e menores na NE (Figuras 42 a 45). Acredita-se que isso é decorrente de três fatos: 1) a declividade mais elevada da vertente sudoeste favorece a brisa catabática neste lado da bacia promovendo um escoamento mais rápido e fácil (talvez seja o caminho preferencial, já que o ar frio, mais denso, desce por gravidade), além de se aquecer menos durante o dia, podendo se resfriar mais durante a madrugada; 2) a menor declividade e a exposição preferencial para NE da vertente esquerda da bacia favorecem o maior aquecimento diurno podendo se manter mais aquecida ao longo da noite (armazena maior quantidade de calor para liberar ao longo da noite). Essa condição de menores declividades também deve diminuir a velocidade da brisa

catabática na madrugada, bem como permitir maiores turbulências que perturbem o escoamento da brisa de montanha (catabática); 3) segundo Vosper e Brown (2008) a formação de um lago de ar frio no vale nem sempre é oriundo da drenagem de ar frio, mas pode ocorrer *in situ*. O sombreamento do vale é suficiente para reduzir a mistura turbulenta do ar quente acima permitindo o rápido resfriamento com o ar adjacente ao solo. Como a vertente SW é mais sombreada que a NE, é de se supor que esse resfriamento ocorra *in situ*.

A partir dessas considerações talvez seja possível levantar uma hipótese para investigação futura sobre a circulação (ventos) nesta bacia: durante o dia a brisa anabática é favorecida pelas vertentes de menores declividades (que também se aquecem mais) e voltadas para N-NE, enquanto que à noite o processo é inverso. Vosper e Brown (2008) também argumentam que a vertente onde o ar frio atinge maiores altitudes, cria uma superfície isentrópica no vale a sotavento do vento regional. Essa afirmação não parece válida para este caso, pois o vento regional na bacia tende a ser Leste e Sudeste. Portanto, a vertente SW está relativamente a barlavento do vento regional. Os fluxos de drenagem noturna aparentemente se desenvolvem por meio de vários turbilhões ao longo das vertentes (LEE *et al*, 1995) e são modificados pelo resfriamento radiativo ou aquecimento próximo da superfície, afetando a dinâmica de ventos na bacia.

Os topos apresentam, pelo menos na média horária, menores amplitudes térmicas e o vale a maior amplitude. Desta forma o estresse que as formas de vida experimentam no fundo de vale são maiores que nos topos. Armani (2004) atribui isso ao papel da ventilação maior (trocas advectivas) nos topos que no vale, efetuando maior mistura e distribuindo melhor a energia disponível.

A UR, UA e Td também seguem esse movimento geral apresentado para a temperatura, mas com valores invertidos. Pela UA é possível visualizar durante a madrugada um lago de ar relativamente seco sobre o vale (ar frio e seco), sendo que mesmo essa pouca umidade no ar disponível pode ser condensada (transformada) em nevoeiros de radiação ou de evaporação (ambos muito comuns no Núcleo Cunha) e/ou também em orvalho (Fotos 26 e 27). É por esse motivo que se forma também um lago de ar saturado (UR 100%) sobre o vale, ficando os topos com ar mais distante da saturação. Esse fato é também visualizado, ou percebido, pelas diferenças existentes entre T e Td, sendo que quando T é igual ou inferior a Td o ar está saturado e pode haver a formação de nevoeiros e orvalho.

Durante o dia os processos se invertem, formando um lago de ar mais úmido sobre o vale (maiores valores de UA) em relação aos topos, sendo este fato mais proeminente na vertente SW que NE. A maior evaporação, facilitada pelo maior aquecimento normal do vale, se dá sobre as áreas mais úmidas (vale). Embora o nevoeiro se dissipe durante o dia, fazendo reduzir a UR sobre o vale e ainda mais sobre os topos, a maior transferência de vapor do vale para a atmosfera pela evaporação, faz a umidade absoluta ser maior nas áreas mais baixas e com convergência de fluxos de água que nas elevadas (divergentes). O papel da brisa anabática, além de distribuir a energia, também transporta a umidade evaporada do vale para os topos. O movimento do ar na bacia, que transporta energia (neste caso percebido pela T) e matéria (vapor de água) está bastante relacionado ao movimento aparente do disco solar e das modificações da irradiância em função dos controles topoclimáticos, bem como da advecção de escalas maiores (brisas oceânicas, fluxos polares, tropicais, subsidentes, etc.). Esses resultados contradizem o que Bitencourt e Acevedo (2008) apresentaram, pois para eles os vales funcionam ao contrário do descrito aqui: durante o dia devido à presença de água o rio estabiliza os processos de aquecimento e mantém um fluxo negativo de calor sensível e latente, e a noite positivo. Acredita-se que as condições de contorno do modelo numérico são bastante diferentes da realidade da bacia B, pois o rio modelado tem 80 metros de largura, além de não ser feita nenhuma análise sobre a altitude que os processos seriam realizados. Considerando que a área de estudo está acima de 1000 metros é de se esperar que o gradiente adiabático úmido que a bacia B está quase sempre imersa também modifique essa tendência apresentada pelo modelo.

Menos interessante neste momento da análise, mas que representa bem o lago de ar frio e seco da madrugada é a variação de T, Td, UA e UR segundo o perfil longitudinal (figuras 71 a 74).

Ao se aproximar ainda mais do ritmo (sequencia, sucessão, encadeamento e duração dos estados atmosféricos) ao longo do perfil topográfico transversal as médias diárias associadas aos sistemas atmosféricos o vale (P1) e a vertente SW (P8) são mais frios e úmidos na média diária que a vertente oposta (NE - P6) e que os topos (Figuras 46 a 61). Essa situação é observada, ou se repete, em quase todos os sistemas atmosféricos, principalmente naqueles de origem anticiclônica. Os maiores resfriamentos estão associados ao SPA e ao SPC, que é mais raro (baixa frequência - ver capítulo 5) mas produziu uma repercussão importante no outono de 2009 (de 2 a 4/06/2009) com a média diária em torno de 6°C. Os maiores aquecimentos se

verificam sob a ação dos sistemas tropicais (STC, STA e STAC), com média diária em torno de 22°C nos topos e de 18°C no fundo de vale (situação que pode ser verificada nas quatro estações do ano) (Figuras 46 a 61).

As FPA's, por sua vez, criam uma situação de homogeneização das quantidades entre esses locais. A turbulência e a nebulosidade associada à FPA e sistemas ciclônicos modificam o balanço de radiação e de energia neste perfil diminuindo as diferenças (ou promovendo maior mistura do ar de escalas superiores: local/regional/zonal). Nestes casos a importância da topografia desta bacia parece ser desprezível. A energia emitida pela nebulosidade (ondas longas) equaliza e tende a igualar os ritmos da temperatura e umidade do ar, tanto no espaço como no tempo.

As situações anticiclônicas (predominando subsidência de macroescala) permitem às escalas inferiores revelar suas qualidades (processos, movimentos) por meio de quantidades (T, Td, UA, UR) podendo desenvolver a camada limite superficial (*canopy layer*) e a camada limite planetária, num processo que aparentemente é antagônico à situação de macroescala. Ou seja, enquanto os anticiclones promovem subsidência, divergência e estratificação em macroescala, nas proximidades do solo os movimentos são antagônicos, produzindo convecção e convergência. Essa oposição funciona durante o dia, quando a radiação pode realizar o trabalho de passar pela atmosfera quase sem perdas, ser absorvida pelo solo, plantas e materiais da superfície e daí permitirem o aquecimento do ar e evaporação, e os processos de difusão turbulenta por convecção. À noite, com o balanço de radiação e de energia negativos essa oposição cessa e permite o mecanismo de brisas catabáticas. As situações ciclônicas, de maior turbulência e mistura da atmosfera em grande escala destroem ou dificultam a formação destes processos de microescala.

Para discutir os efeitos topoclimáticos segundo o ritmo da atmosfera três eventos são discutidos para verificar em detalhe o movimento da atmosfera e sua relação com a topografia.

O primeiro evento trata de três dias consecutivos de geada que ocorreram de 14 a 16 de julho de 2008 e pode ser acompanhado pelas figuras 62, 63 e 64.

A situação sinótica evoluiu a partir de uma rápida passagem frontal no dia 5 de julho sobre o território paulista, sendo logo sucedida pela alta migratória polar que estava bastante enfraquecida. Essa alta migratória começa a ser influenciada

pelo anticiclone de 500 hPa que promoveu subsidência (aquecimento e ressecamento da coluna troposférica) fazendo o sistema polar se tropicalizar rapidamente. O ciclone extratropical com 976 hPa sobre o oceano a sudeste de São Paulo advecia ar frio a úmido em superfície. No dia 13 o anticiclone de superfície já está com 1030 hPa em função da justaposição dos anticiclones (superfície, 500 e 250 hPa) com manifestação inclusive no campo de geopotencial, fechando um núcleo de 5920 mgp em 500 hPa sobre o centro do Estado paulista. A subsidência superior aquece o ar por compressão adiabática, favorecendo um aumento nas máximas temperaturas e uma redução da umidade relativa. À noite a perda noturna de radiação é facilitada pela baixa umidade e pouca ou nenhuma nebulosidade. A convergência frontal, bastante enfraquecida, mas persistente, estacionada no recôncavo baiano. Essa situação bastante barotrópica predominou por cerca de 12 dias contínuos, resultando num fluxo polar dominante.

Observando em detalhe pouco mais de um dia com resolução de 15 minutos no registro de dados observa-se que após o ocaso do Sol no dia 15/07/08 começa, como esperado, o resfriamento noturno devido à presença de ar seco e estável, além de vento calmo. Às 20:00 horas a temperatura do ar na bacia ao longo do perfil está em torno de 10°C e aparenta uma situação de isoterminia ao longo do perfil transversal da bacia. O movimento de descida do ar dos topos para o vale (drenagem) inicia-se após essa situação isotérmica. É provável que o resfriamento *in situ* seja o momento inicial, sendo logo iniciada a drenagem noturna de ar frio. Às 00:00 do dia 16/07/08 os topos já estão mais quentes que o vale (topo em torno de 6°C e o vale com 3°C – gradiente térmico vertical de 3°C.110m⁻¹). O topo da margem esquerda (P7) está ligeiramente mais frio que o oposto (P9). A altitude é a mesma, mas as diferenças observadas podem ser decorrentes do ambiente microclimático, que será discutido adiante.

Conforme a madrugada se inicia o acúmulo de ar frio no vale começa a acontecer devido à brisa catabática comum nas noites estáveis e anticiclônicas como esta. Conforme discutido anteriormente a vertente SW se resfria mais rapidamente e o lago de ar frio atinge altitudes superiores que na vertente NE. Às 03:00 se inicia a geada com T abaixo de 0, sendo que P8 (vertente SW) só acusará temperatura igual a 0 às 04:15. Neste momento sobre o vale T já é inferior a -1°C. Ao longo dessa drenagem noturna de ar frio P6 (que está na vertente NE e a uma altitude inferior a P8 não é atingido pela geada (T = ou inferior a 0°C). Tal fato pode ajudar a explicar a maior drenagem de ar frio pela vertente SW que pela NE, além da vertente soalheira

ter armazenado mais calor ao longo do dia, dificultando o resfriamento dela e a drenagem noturna de ar frio (brisa catabática em função da menor declividade). Fatos como esse pode ajudar a demonstrar que nas bordas de montanhas e serra com elevadas declividades a brisa catabática pode ser mais intensa e favorecer na base a formação de nevoeiros e geadas (como caso ilustrativo pode ser apresentado o Aeroporto de Guarulhos ao lado da Serra da Cantareira, que sofre com a frequente formação de nevoeiros).

A geada perdura no fundo de vale até as 8:30 (Foto 28), enquanto que em P8 (SW) ela termina às 7:30 (60 minutos antes). Às 07:00 horas, quando o lago de ar frio tinha as maiores dimensões (maior amplitude altimétrica) o gradiente entre topo e fundo de vale chegava a cerca de $7,5^{\circ}\text{C} \cdot 110\text{m}^{-1}$. É um gradiente térmico vertical bastante forte, mas Geiger (1990) relata um caso de drenagem noturna de ar frio com um gradiente ainda superior a esse na dolina de *Gstettneralm* em 21 de janeiro de 1930, onde em apenas 150 metros o gradiente foi de 27°C , a uma altitude de 1270 metros, relativamente próxima àquela do Núcleo Cunha.

Ao longo da madrugada é possível notar que as isotermas na vertente NE são muito mais inconstantes (variáveis) que na vertente oposta, decorrentes de fluxos advectivos de escalas superiores (brisa terrestre?) ou de movimentos turbulentos que eventualmente ainda possam estar ocorrendo. Enquanto na vertente noruega o fluxo catabático deve ser constante (fato que manteria as isotermas mais regulares e constantes), na soalheira esse escoamento pode ser muito mais perturbado e inconstante, resultando em variações maiores de T e Td ao longo da madrugada.

Das 8:30 às 13:00 o vale (P1) evolui de uma temperatura inferior a 0°C para a máxima temperatura deste dia (16/07/08), em apenas 5,5 horas, ou seja, um gradiente de 16°C em aproximadamente em cinco horas. Já os topos iniciam o processo de aquecimento com o nascer do Sol, portanto antes das 8:30 e atingem o horário de maior aquecimento cerca de 30 minutos antes do vale. A amplitude térmica é semelhante àquela do vale, pois se resfriam menos durante a noite e se aquecem um pouco mais durante o dia. Embora as diferenças de amplitudes diárias absolutas sejam muito pequenas entre o topo e o vale o tempo decorrido entre a mínima e a máxima é decisivo para diferenciar estes topoclimas. Nos topos o nascer do Sol se dá pouco antes das 07:00 e atinge o horário de máximo aquecimento entre 12:30 e 13:00 horas, cerca de 9 horas. O vale saiu da mínima e atingiu a máxima entre 6 e 7 horas de intervalo. Entre as vertentes SW e NE o processo de aquecimento se iniciou

uma hora antes na segunda que na primeira, sendo que as máximas foram alcançadas às 13:00 na vertente soalheira (P6) e às 15:00 horas na noruega (P8), fatos bem relacionados ao movimento aparente do Sol e ao horário de maior incidência dos raios solares em cada uma das vertentes.

Ao longo do dia (período mais quente) é possível notar uma flutuação ou oscilação da temperatura, decorrente da maior turbulência convectiva inerente ao horário de maior aquecimento. Isso é mais evidente na vertente soalheira pelos motivos já discutidos anteriormente e mais facilmente visualizados nas isotermas de Td (linhas tracejadas). Os movimentos advectivos transportam umidade (provavelmente brisa anabática) do vale para os topos e também do oceano para o continente (brisa marinha) e produzem esse ritmo mais variável e oscilante (Foto 23). As rajadas (pulsar) de vento podem induzir aumento e redução de Td em função da advecção de umidade. Com o início da noite inicia-se um novo processo de resfriamento semelhante ao descrito no dia 16, porém menos intenso e sem a formação de geada no dia 17. Do dia 14 ao 16 de julho de 2008 ocorreram geadas, sendo que os resfriamentos foram cada vez mais intensos do primeiro para o último dia do em tropicalização (SPT). Eventos como este é frequente em Cunha e ocorrem, geralmente, todos os anos. O efeito topoclimático em situações de estabilidade atmosférica absoluta promove geada em locais não muito elevados (1100 metros) a apenas 15 quilômetros de distância do oceano banhado por águas quentes. Serra (1977) afirma que mesmo sob massas de ar mais aquecidas sobre montanhas é possível ocorrer geadas, excetuando-se as altitudes em torno de 800 metros, no “*thermal bolt*”. As geadas, segundo ele, acontecem a partir de maio atingindo em julho o máximo de geadas neste trecho do Estado (de uma a duas por ano), que está de acordo com as observações de campo.

Situação muito semelhante, inclusive em sua estrutura temporo-espacial, é o evento de calor extremo experimentado durante cerca de uma semana, do final de fevereiro e início de março de 2009 (Figuras 65, 66 e 67).

Esse evento inicia-se no dia 26/02/2009 com o recuo da FPA como FQ, sendo substituída pela ASAS, fazendo o STA controlar o tempo a partir do dia 27, perdurando até 06 de março. No dia 07 de março uma nova FPA passa pela área de estudo. Esse evento é um típico caso de fluxo polar nulo no Estado de São Paulo. Logo após a passagem da FQ no dia 26 de fevereiro o STA passa a controlar o tempo por meio de uma crista da ASAS, com um cavado embebido no fluxo anticiclônico sobre o Sul de SP. O cavado em 500 hPa ajuda na instabilidade associada ao sistema em superfície. A

alta pós-frontal anterior já foi embebida pela ASAS e uma nova frontogênese se inicia sobre a Patagônia. Essa situação dura dois dias (27 e 28) sendo que no dia 28 uma baixa secundária se fechou no litoral sul de SP junto com o cavado. Já no dia seguinte, 01 de março, o STA entra em fase com o anticiclone de altitude, condicionando forte subsidência superior, promovendo compressão adiabática e ressecamento da coluna troposférica e dificultando a convecção. A FPA permanece estacionária na Patagônia. Essa situação perdura nos dias 2 e 3, sendo que ocorreu intensificação no campo de geopotencial em 500 hPa (5920 m_g) devido à alta. Mesmo nesta situação de forte subsidência nas Serras do Mar e da Mantiqueira, devido à termodinâmica a barreira de subsidência foi rompida localmente, promovendo desenvolvimento de nuvens e chuva localizadas. No dia 4 e 5 de março um cavado orientado zonalmente está a leste de SP, favorecendo ventos de S/SE, advectando mais umidade que aumentaram as nuvens sobre o Estado. A FPA começa a se aproximar o Estado de SP e em sua ondulação dinamizou a DCC. No dia 6 os anticiclones de altitude não estão mais em fase com o anticiclone em superfície, reduzindo a subsidência superior e os temporais de fim de tarde já podem se desenvolver mais facilmente e uma nova baixa secundária se formou a leste do litoral de SP, favorecendo ventos de S/SE, advectando ainda mais umidade para o território paulista (as nuvens aumentaram). No dia 7 a FPA atinge a área de trabalho.

Analizando o forte aquecimento diurno no dia 2 de março (Figuras 65, 66, 67) como representativo deste evento (dia mais quente e de maior subsidência) nota-se que a estrutura temporo-espacial da temperatura do ar é relativamente a mesma do evento de geada. O resfriamento noturno pela perda de radiação de onda longa promove a drenagem de ar frio associada às vertentes, sendo que a vertente SW com maior declividade o resfriamento é mais rápido, intenso e constante que na vertente oposta, que também apresenta as maiores oscilações de temperatura durante a madrugada. No vale ocorreu, provavelmente, a formação de nevoeiro de radiação, pois T_d estava um grau acima de T, bem como o orvalho sobre a copa das árvores (até hoje não se observou a formação de orvalho dentro da mata, mas a água que fica retida nas copas, da chuva ou do orvalho, pode escoar pelo tronco e entrar dentro da floresta) (Fotos, 22, 26 e 27). Tanto na formação de geada como de nevoeiro a liberação de calor sensível pela sublimação ou condensação respectivamente não é forte o suficiente para desfazer o lago de ar frio ou a geada. Talvez minimize ou retarde o resfriamento. *“Quantitativamente, o ganho de calor devido à liberação do calor de sublimação não tem significado em face às perdas por aumento de radiação emitida devidas à desidratação do ar; o ganho não deve ser superior por estimativa*

a 6% da perda (1 contra 18 cal.cm⁻² em 6 horas)” (Geiger, 1990, p.413).

Jardim (2007) apresenta um caso de inversão térmica na bacia do Aricanduva, município de São Paulo, com um gradiente térmico vertical aproximado de 1°C.100metros. O quadro natural desta bacia não é muito diferente da realidade ora em análise, com exceção das dimensões dela (100 km²) e da altitude que está localizada (entre 720 e 820 metros). Esse pequeno gradiente de inversão térmica comparado com os observado no Núcleo Cunha podem ser resultantes de vários fatores, conjugados ou não: 1) a altitude em que os sítios estão localizados (750 metros Aricanduva; 1070 metros Núcleo Cunha); 2) as dimensões da bacia, sendo muito maiores na Bacia do Aricanduva que a Bacia B, sendo que a primeira é mais “aberta” (as duas apresentam relativamente o mesmo gradiente altimétrico, mas os topos (distância interfluvial) são (bem) próximos entre si na segunda); 3) O efeito da urbanização da Região Metropolitana de São Paulo sobre os topoclimas reduz o efeito de inversão térmica. Neste sentido, Fialho e Azevedo (2009) discutem que a urbanização (ilha de calor) dissipa a inversão térmica na área urbana de Viçosa.

O aquecimento diurno inicia-se primeiro nos topos e vertente soalheira e depois se manifesta no vale e na vertente noruega. No período de máximo aquecimento o vale atinge temperatura ligeiramente superiores a vertente SW, e inferiores à vertente NE. Neste horário de maior aquecimento (13:30) as diferenças absolutas entre P8 e P6 chegam a quase 4°C, e entre P8 e P1 quase 3°C. No topo os máximos de temperatura foram observados às 12:00 e 12:30.

Sob a ação de anticiclones, com forte subsidência superior o padrão de aquecimento e resfriamento segue um padrão bastante parecido, tanto no ritmo, quanto nas qualidades. Se sob um sistema polar em tropicalização e um tropical atlântico a relação de altas pressões com os controles climáticos de superfície parece revelar as importâncias dos topoclimas, ainda que relativas. Já durante um evento de dia nublado, com sob o domínio da FPA, os dados sugerem diferenças de quantidades e qualidades (ritmo, movimento).

Este avanço frontal foi caracterizado pela atuação do STA no dia anterior (20/04/09) à passagem frontal, com a FPA na altura de SC. A descontinuidade frontal provocou uma frente de rajada no sul de SP, produzindo uma linha de instabilidade que causou chuvas. No dia seguinte (21/04/09), aproximadamente às 00:00 a FPA passa pela área de estudo avançando sobre o continente até o Paraguai. A frente

contorna o cavado de 500 e 250 hPa em SP, onde o escoamento está zonal, sendo que a sudeste de SP ela fica em fase com os cavados de altitude. Em 500 hPa a temperatura sobre SP está -10°C. Na madrugada do dia seguinte (22/04/09) passa a controlar o tempo o SPA, advectando ar frio e úmido entre SP e RJ.

A nebulosidade associada à FPA reduz as diferenças nos valores de irradiância solar nas vertentes em diferentes exposições e declividades. Este fato significa que a radiação difusa representa, para todas as exposições, um adicional constante, tendendo a compensar as diferenças entre as exposições (Geiger, 1990). Nota-se que no final do dia 20/04/09 o resfriamento inicia-se de modo relativamente semelhante às situações descritas anteriormente (anticiclônicas e estáveis). No fundo de vale se registrou temperatura de 13,5°C às 20:30, enquanto os topos estavam sob temperaturas maiores, em torno de 15°C. A UA e UR também estavam menores no vale nesta ocasião. Com a entrada da frente polar, cerca das 23:00 horas, o vale, ao invés de continuar se resfriando, se aquece cerca de 1°C em relação à temperatura registrada às 20:30, e UA aumentou ligeiramente e ficou homogênea ao longo deste perfil transversal. UR atingiu e permaneceu na saturação com a entrada da frente. O aumento de nebulosidade aumenta a contra-radiação da atmosfera promovendo um fraco aquecimento e ele tende a ser onidirecional (a contra-radiação é isotrópica), além dos ventos relacionados à frente promoverem maior mistura e minimizando diferenças topo e microclimáticas. Esses resultados concordam com aqueles apresentados por Shitara *et al.* (1973) em que as noites com cobertura de nuvens e vento tendem a homogeneizar as temperaturas na bacia hidrográfica.

Quando o Sol nasce, ao invés dos topos iniciarem o processo de aquecimento esperado para a ocasião, eles ficam mais frios e com menor umidade que o vale. Associa-se esse fato aos ventos relacionados à FPA e ao ciclone extratropical, que normalmente advecta ar frio para o continente. Neste caso, as vertentes criam uma condição de abrigo para o vale, que fica ligeiramente mais quente que os topos (gradiente de 0,5°C). Durante a madrugada chama a atenção um ar 0,5°C mais quente sobre a vertente NE (temperatura em torno de 15°C). Fica difícil explicar essa situação, mas hipóteses explicativas para o fato podem ser levantadas: 1) com um fluxo polar predominantemente de S e SW (seguindo a orientação geral do vale do rio Paraibuna – canalização) é de se esperar que o vento, ao descer a vertente NE da bacia estudada sofra uma ligeira compressão adiabática, e se aqueça e resseque. Esse ressecamento também ocorre, pois se distancia do ponto de orvalho (Td) 0,5°C. Entretanto, será que numa pequena descida de ar de algumas dezenas de metros

causaria 0,5°C de aquecimento?; 2) Diferença decorrente do microclima daquela vertente, já que aquele posto (P6) apresenta-se dentro de uma moita de taquaras, que podem eventualmente protegê-lo dos fluxos mais frios dos ventos de escala sinótica, bem como da contra-radiação da atmosfera; 3) a “memória” desta vertente, ou do lugar onde está P6, ter armazenado mais energia no dia anterior, podendo dissipar ao longo da noite, mantendo essa vertente ligeiramente mais aquecida que os topos e a vertente oposta.

Em tornos das 10:00 horas um pequeno aquecimento inicia-se e atinge os máximos valores em torno de 13:00 horas, ficando o vale mais quente e úmido que os topos. Neste horário, segundo a estação de Cunha do CPTEC o vento mudou de S para N, podendo justificar esse pequeno aquecimento, quem sabe talvez relacionado a um aumento momentâneo da estabilidade e diminuição, ou atenuação, da nebulosidade, sendo que logo após o vento novamente retorna para sul e depois gira para SE, indicando a atuação da alta migratória. Neste período, parece que a bacia começa a funcionar, de modo mais sutil, como nas situações anticiclônicas estáveis descritas anteriormente, com inclusive a formação de um modesto lago de ar frio no fundo de vale.

Os resultados gerais das discussões sobre os efeitos do relevo (exposição e declividades) indicados aqui concordam com aqueles obtidos por Tarifa (1981), com os de Armani (2004) e com aqueles descritos por Geiger (1990), com as ressalvas de que neste último os dados são sempre de áreas de médias latitudes, com influências de neve e de vegetação bastante diferentes das encontradas na Serra do Mar.

Após essa análise dos efeitos do relevo sobre os climas verifica-se que as unidades topoclimáticas identificadas por Armani (2004) são válidas e apresentam as seguintes qualidades.

A unidade 1 é o vale, normalmente compreendido pelas rupturas côncavas e com fluxos superficiais de água convergentes e normalmente mais lentos. São áreas de acúmulo de ar frio durante as noites estáveis, com ar mais seco (contém menor quantidade de vapor – UA) e saturado (UR 100%), formando frequentes nevoeiros de radiação, orvalho e geadas. Durante o período diurno em tipos de tempo anticiclônicos forma-se um lago de ar quente e úmido, proveniente da evaporação da água do vale, um sorvedouro de calor e água para a atmosfera. Devido ao sombreamento provocado pelas vertentes o dia é mais “curto” nesta unidade, provavelmente com menores

valores de insolação, demorando mais para iniciar os processos de aquecimento e se resfriando mais rápido ao entardecer, saindo das menores temperaturas e umidades absolutas para as máximas relativamente elevadas em menores intervalos de tempo em relação aos topos (cerca de 6 horas aproximadamente). É também o local mais abrigado das influências advectivas externas.

As unidades das vertentes (2 e 3) são mais abrigadas dos ventos de circulações superiores (brisas e circulação secundária) e apresentam os efeitos do “jogo de luz e sombra” das diferentes exposições das vertentes, resultando em diferenças térmicas e higrométricas. Os fluxos catabáticos são mais intensos e facilitados na Unidade 2 (vertente noruega - SW); a unidade 3, por sua vez, facilita as brisas anabáticas e dificulta as catabáticas. Nestas duas unidades as composições e antagonismos entre diferentes exposições e declividades de vertentes já se fazem sentir.

Os topos (Unidade 4) apresentam um ritmo mais lento entre dia-e-noite, frio-quente, mas é mais susceptível a ritmos mais curtos, como, por exemplo, o pulsar do vento, principalmente ao longo do dia, nos horários de maior turbulência e convecção. Recebem também nos horários mais quentes do dia a umidade e o calor do fundo do vale (brisa anabática) e à noite se mantém mais quente e favorece a drenagem noturna de ar frio para o vale (brisa catabática). Geiger (1990, p. 408) diz que “...as formas do terreno côncavas são frias durante a noite, e as convexas são quentes”. Trata-se, portanto, de uma área livre de nevoeiros de radiação, mas por outro lado é mais influenciado pelos nevoeiros de advecção provenientes da entrada da brisa marinha. São ambientes mais estáveis em termos de amplitudes diárias de UR, UA, Td e T, mas com maiores variações momentâneas, principalmente nos horários de maior aquecimento e preferencialmente em situações anticiclônicas. São áreas de menor umidade relativa e absoluta, bem como dispersora dos fluxos superficiais de água. Em nenhum momento foram registrados nos topos valores inferiores a 0°C, indicando que são áreas potencialmente livres de geadas, ou que sua ocorrência é mais rara.

7. MICROCLIMAS

7.1. Materiais e procedimentos

Os procedimentos e materiais utilizados para a análise de microclimas são os mesmos descritos no capítulo 6.1. (topoclimas). A diferença consiste apenas na construção de duas torres microclimáticas, uma no topo (P9) e outra no vale (P2), para que seja possível medir, apresentar e discutir a variação de T, Td, UA e UR com as diferentes alturas, abaixo ou acima do dossel. A intenção é verificar as transformações que os atributos apresentam de fora para dentro da floresta, ou de dentro para fora dela. A localização das torres em relação aos diferentes controles climáticos é possível de ser visualizada nas figuras 8 a 15.

Em cada torre foram instalados 5 registradores iguais aos descritos no capítulo 6.1 às seguintes alturas do solo: 1, 6, 9, 12 e 15 metros. A 1 metro espera-se ter uma maior influência da superfície, a 6 metros uma situação intermediária entre o solo e o dossel das árvores. A 9 metros o sensor fica localizado logo abaixo das copas, a 12 metros no meio das folhas, e a 15 metros, cerca de um metro acima do dossel médio da floresta.

Nos gráficos e diagramas espaço-tempo (altura-tempo) elaborados e que ilustram a variação vertical dos atributos foi utilizada um trecho da pintura “Mata virgem perto de Mangaratiba” de Johann Moritz Rugendas, extraída do memorável livro “Viagem Pitoresca através do Brasil”, de 1940, para ilustrar a situação dos atributos conforme a no perfil da floresta (proximidade do solo, dossel, fora do dossel, etc.). Essa intenção é justificada porque se fosse feito um desenho esquemático da estrutura da floresta ele seria mal representativo da realidade. A idéia foi resgatar um dos princípios de Humbolt, o de utilizar pintores para retratar a paisagem com precisão. *“Humbolt esperava um compreensão científica que simultaneamente tivesse, em sua manifestação artística, possibilidades de ampliação e aprofundamento. [...] A ciência não se fechou para a arte, a arte formalizou resultados científicos, sem anular a sua exatidão, até um ponto nunca antes visto”* (Instituto Íbero-Americano, 1979). Antes de se pensar na pintura, a idéia era tentar utilizar uma fotografia do perfil da mata, mas as lentes objetivas que se dispõe não captariam o perfil da floresta tão bem quanto a pintura representa.

Este trecho da pintura foi posicionado ao lado do gráfico ou do diagrama numa escala vertical relativamente correspondente ao que é observado na realidade de cada torre, ou seja, a 15 metros de altura (posto) está sempre fora do dossel; 12 metros de altura está na altura das copas das árvores, e assim por diante.

Para a FCC, ver capítulo 6.1, a referência “zero” na análise vertical foi o posto fora do dossel (a 15 metros de altura), para cada uma das torres.

Elaborou-se histogramas de frequência para T, Td, UA e UR para as quatro estações segundo as diferentes alturas; diagramas representando a variação média horária dos atributos de acordo com a altura e com o tempo; desvios absolutos da média horária entre T e Td para cada altura para as quatro estações; e desvios entre os atributos de cada altura em relação ao topo e o vale, (Por exemplo, P9T a 15 metros – P2T a 15 metros, P9T a 12 metros – P2T a 12 metros, e assim por diante) para os quatro atributos no verão e outono.

Realizou-se também, a partir do trabalho de Shitara *et al* (1973), um gráfico que ilustra o histograma de frequência do desvio absoluto (em módulo) em T e UR entre um horário e o seguinte (15 minutos depois) (por exemplo: $\text{Desvio} = |T_{\text{momento inicial}} - T_{15 \text{ minutos depois}}|$) para os postos a 15 metros de altura (fora do dossel) e a um metro do solo para as duas torres (vale e topo) no verão e outono.

As duas torres foram instaladas no mesmo período (17/06/08). A torre localizada no topo (P9), em função da maior exposição aos ventos e destes serem mais constantes e intensos neste ponto, ela se rompeu várias vezes durante o inverno e a primavera, e os dados não puderam ser aproveitados porque os abrigos ficaram em posições diferentes do projetado.

Duas semanas antes do início do verão construiu-se uma nova torre com as antigas sondas do Instituto Geológico, feitas com material mais resistente (elas perfuravam poços de mais de 300 metros de profundidade!). Esta nova torre resistiu aos esforços e não quebrou mais. É por este motivo que a torre do vale (P2) tem a série completa (do inverno de 2008 ao outono de 2009) e a do topo tem sua série iniciada no verão 2008-2009, resistindo até o final de 2009.

Cabe ainda ressaltar que os registradores estavam presos por um cabo de aço que corria por duas polias, com um mecanismo semelhante ao de um varal. Isso permitia o acesso rápido aos equipamentos para descarregar os dados e realizar a manutenção de rotina sem ter de escalar as árvores ou construir uma torre enorme que destruísse a floresta e o seu microclima. A idéia foi preservar o ambiente tal como ele é.

7.2. Análise “horizontal” dos microclimas (postos a 1 metro do solo)

As médias sazonais de T, Td, e UA reduz as diferenças microclimáticas, fazendo ressaltar mais os efeitos da topografia (topoclimas) que da vegetação e umidade do solo (fluxos superficiais). A exceção a esta afirmação é o posto P11, localizado na foz da bacia e instalado sobre um gramado e sem grande obstrução do dossel (Figuras 17 a 41, Fotos 6 e 18) que facilita os aquecimentos diurnos e resfriamentos noturnos, porque não tem a proteção das árvores.

O resultado disso é que ele sempre é mais quente nas médias sazonais que os outros postos dentro da floresta. Ele também é mais distante da saturação (menor UR médias sazonais). Em relação da Td e UA não apresentou nenhuma tendência marcante, sendo ora mais úmido, ora menos que os postos dentro da floresta (Figuras 23 a 34). Vale ressaltar que o posto 11 seria aquele que representaria de maneira aproximada as condições de uma estação meteorológica padrão.

Sob situações extremas os papéis dos controles microclimáticos já se fazem sentir, bem diferente das médias sazonais. Nas máximas absolutas em todas as estações o vale florestado se mantém mais frio cerca de 7°C que a foz (P11), mais exposto ao Sol. Os efeitos da topografia parecem diminuir de importância, ao passo que os controles microclimáticos regulam e definem o ritmo de variação e os máximos sob situações extremas. Um gradiente “horizontal” de cerca de 7°C entre P11 e P2 nas quatro estações é de chamar a atenção. Evidentemente esses registros podem não ter acontecido simultaneamente, mas indica o máximo a que um determinado local está exposto ou fica submetido.

As áreas abertas, com vegetação herbácea atingem mais de 32°C pelo menos uma vez em cada estação do ano, considerando o período analisado (inverno de 2008 ao outono de 2009). Esses dados concordam com os registrados na estação meteorológica do Núcleo Cunha, que desde 1984 nos seus registros apresentam temperaturas superiores a 30°C, mesmo estando a 1070 metros de altitude.

Nestas situações de temperatura elevada a topografia quase não desempenha importância na regulação das máximas absolutas, ou porque o evento não é necessariamente simultâneo, ou porque a situação anticiclônica e de forte subsidência, com eventual advecção quente podem trazer ar aquecido igualmente para toda a bacia. É interessante que vale e topos apresentam relativamente T máximas absolutas muito próximas (P9, P3, P4, P5, P1, P6). P2 destoa dos outros postos, devido à condição microclimática de mata fechada (abertura de dossel 2,4%), mas principalmente pelos

fluxos de água convergentes e lentos, característicos dessa área (Fotos 9 e 21). A água disponível para evaporação dificulta a elevação da temperatura, pois é um processo físico que consome calor do ambiente (Figura 18).

Na UA máxima absoluta (figura 30) é interessante notar que P2 não é o local mais úmido (contém maior quantidade de vapor de água), mesmo porque não é o mais quente. P3, que está nas nascentes do córrego, é mais úmido (considerando UA) que P2 porque se aquece mais (Fotos 5, 10 e 20). Conforme discutido nos topoclimas o vale é mais úmido que os topos, sendo que essa água é transferida, ou advectada, pelas brisas anabáticas do vale para os topos. Esses locais mais elevados permanecem assim menos úmidos, quentes e distantes da saturação em relação ao vale. A foz da bacia (P11) tem um padrão semelhante ao dos topos: é quente, relativamente úmido, mas distante da saturação.

É provável que durante as T máximas absolutas tenham sido registradas as mínimas absolutas de UR, pois normalmente UR é inversamente proporcional à T. Desta forma, onde foram observados T máxima absoluta provavelmente coincidem com as UR mínimas absolutas registradas. P11 é o que apresenta os menores valores absolutos de UR, atingindo valores inferiores a 20% no inverno. Um local a cerca de 20 metros do rio Paraibuna (que apresenta uma largura média do canal de 8 metros), rodeado por floresta e ao lado do córrego da bacia B é surpreendente, pois demonstra que a floresta e os rios, mesmo estando ao seu lado, são suficientemente fortes para suavizar essa condição de baixa umidade. O ritmo neste lugar com menor biomassa mostra uma variação com um forte aquecimento diurno e um forte resfriamento noturno, sem nenhum tipo de atenuação. Os processos parecem ser muito regulados somente pela presença-ausência do Sol, um ritmo mais mecânico. Este ambiente se parece muito com aquele das dunas descrito por Tarifa (2002).

O microclima desse lugar é, portanto, “*hostil*”, pois apresenta amplitude elevada, que a vida deve estar pronta, ou apta a experimentar. Nesse sentido, a sucessão de espécies durante a regeneração da floresta é muito importante os estágios de sucessão natural, porque as formas de vida pioneiras devem ser aptas a suportar esse tipo de estresse. À medida que a floresta se recupera, desenvolvendo sombras, fechando o dossel, o microclima começa a se tornar cada vez menos “*hostil*” e menos susceptível a esses extremos, mesmo que a condição topoclimática e local, e mesmo regional, favoreçam os extremos. Naturalmente a combinação e os arranjos entre as várias escalas climáticas e os seus controles determinam em maior ou menor grau a potência ou o predomínio de cada controle climático.

As T, Td e UA mínimas absolutas apontam no sentido inverso das máximas. Há um forte controle topográfico, conforme discutido para os topoclimas. Os microclimas parecem não ter uma importância considerável sob estas situações se tomadas isoladamente. Para Td mínima absoluta no inverno chama a atenção que a situação se inverte em relação às outras três estações. As mínimas no inverno ocorreram nos topos e o vale apresentou valores maiores. No restante do período estudado o topo normalmente apresenta os maiores valores de Td mínimas absolutas.

Restringindo os dados para as médias do período diurno (06:15 às 18:00) o vale se apresenta relativamente mais frio e úmido, mas importante papel é desempenhado pelos controles microclimáticos, pois P1 (vale) é numericamente semelhante em relação à T que os topos. P2 e P3, que também estão no vale são mais frios. P11 sempre é o mais quente de todos os postos da bacia. Em relação a Td e UA prevalece os efeitos dos controles topoclimáticos não aparentando na média do período diurno uma relevância dos microclimas. Para UR os efeitos topoclimáticos também parecem mais importantes que os de escala inferior, com exceção do posto P11, que apresenta nas quatro estações sempre o menor valor de UR; P2 está sempre muito próximo da saturação (100%). Pela disposição das isopletas de UR nota-se também que P8 (que está na vertente SW) apresentam valores mais próximos de P2 que os outros postos do vale (P1 e P3, além de P11). Os efeitos microclimáticos destes dois postos (P2 e P8) e a condição topoclimática devem condicionar valores numericamente semelhantes entre os dois, mais qualitativamente diferentes. Para a média do período noturno dos quatro atributos nas quatro estações as variações microclimáticas também parecem diminuir de importância em relação às topoclimáticas (Figuras 21, 27, 33, 38).

O desvio padrão nas quatro estações para as quatro variáveis revela alguns fatos interessantes relacionados aos microclimas. P11 sempre apresenta o maior DP em todas as estações e nos quatro atributos climáticos. A falta de cobertura de vegetação (proteção) deixa o ambiente mais exposto às trocas verticais e horizontais de energia, ainda que a posição mais baixa topograficamente deste posto o proteja de advecção de escalas superiores. Essa situação de maiores DP para P11 se ameniza ou se anula na primavera e no verão (Figuras 22, 28, 34, 39) em relação à UA. P2 apresenta os menores DP para UR e T e relativamente altos para Td e UA. Para estes dois últimos atributos parece que o efeito topoclimático é mais importante que os micro. P8 se aproxima mais de P2 que qualquer outro posto em termos numéricos do DP, as como já foi dito, qualitativamente são diferentes.

Os mapas sazonais de AC (autocorrelação) (Figura 40) ilustram que o vale,

em geral atinge 0,5 de autocorrelação mais rapidamente que os topos, conforme já discutido nos topoclimas. Mas P2, em função dos fluxos de água serem mais vagarosos e convergentes, e ter um dossel mais fechado, demora mais tempo que os outros postos situados ao longo do vale. Isso mostra que em relação às séries temporais dos postos do vale o controle microclimático acaba modificando um pouco a condição topoclimática.

Em relação à FCC (Função de Correlação Cruzada) P2 e P8 são aqueles que mais se atrasam em relação à referência (P11), com 30 minutos de atraso. P12, que apresentam um ambiente microclimático relativamente semelhante também se atrasa mais que os outros postos da vertente NE. O microclima aí começa a desempenhar um papel de modificar o efeito da topografia. Talvez, se P12 tivesse as mesmas condições microclimáticas numa vertente S ele fosse mais semelhante a P8 e P2.

As médias horárias apresentam uma tendência interessante. A T máxima diária tende a ocorrer às 13 horas nas vertentes S-SW e nos postos do vale florestados, e às 12 horas nas vertentes NE-N, nos topos e em P11. Na primavera esse máximo se antecipa 1 hora para cada uma das vertentes. Normalmente nas estações meteorológicas as máximas são registradas em geral de uma a duas horas à passagem meridiana. Este fato chama a atenção porque pode ser o efeito de múltiplos controles agindo para adiantar esse ritmo médio das temperaturas. A floresta pode ser responsável por essa antecipação em função da própria evapotranspiração que nos horários de maior insolação e radiação solar deve se intensificar, fazendo com que a temperatura não aumente após este pico de energia, coincidente com a passagem meridiana. A temperatura do ponto de orvalho apresenta em geral essa mesma tendência, só que o aumento dela ao longo do período diurno é mais lento, com os máximos observados após as 13 horas, relacionado ao aumento da evapotranspiração e da entrada da brisa marinha. As tendências para as mínimas de T e Td é que ocorram às 6 horas da manhã em quase todas as estações. A primavera é que se adianta uma hora. UR segue as tendências inversas de T, sendo que as mínimas ocorrem quando T é máxima. UA segue o mesmo padrão apresentado por Td (Figuras 42 a 45 e 71 a 74).

É possível ainda notar que P11 apresenta as maiores amplitudes diárias nos quatro atributos. Os topos em geral as menores amplitudes para T, junto com o posto P2, no vale. Os postos das baixas vertentes e do vale apresentam UR mais próximas da saturação, e os dos topos e altas vertentes mais distantes, conforme já discutido nos topoclimas.

Para discutir melhor os efeitos microclimáticos é interessante minimizar os efeitos topoclimáticos. Neste sentido serão discutidas as diferenças entre os postos localizados ao longo do vale (perfil longitudinal) e os dois postos nos topos (visíveis nos perfis transversais).

Ainda em relação às médias horárias das estações do ano, nota-se ao longo do perfil longitudinal que o padrão da variação média horárias dos atributos climáticos é praticamente a mesma nas quatro estações, resguardadas as diferenças numéricas (Figuras 71 a 74).

O primeiro fato que se destaca é P2 apresentar a menor amplitude média diária para T e UR. Em relação à UA P2 e P3 apresentam uma pequena tendência de comportarem menos água no ar que P10, P1 e P11. Este último, por outro lado, apresenta a maior amplitude de variação média diária, com as menores temperaturas registradas. À noite T tende a ser mais homogênea ao longo do vale, revelando a importância noturna do topoclima, mas durante o período diurno é que o microclima mostra suas principais características. Enquanto P11 atinge as maiores temperaturas e menores UR, P2 sempre apresenta uma variação com menores amplitudes, com as máximas nunca atingindo valores tão elevados. Encontram-se aí dois tipos de ritmos: um derivado da história de ocupação e uso (atual), devido à existência e manutenção da estrada de acesso à bacia e da implantação da agricultura e depois da barragem e equipamentos científicos instalados na foz da bacia (P11) com um ritmo marcado por extremos mais contrastantes; e outro ligado à vegetação preservada, ao lento escoamento de água no solo, responsáveis pela criação de um ritmo mais harmônico e regular.

Em UR P11 atinge na média horária do inverno, em torno das 12 e 13 horas a 56%, enquanto P2 atinge apenas 82%. P10 e P11, apesar de estarem em situações topográficas antagônicas (um na foz de um córrego e outro num topo rebaixado-colo) os microclimas deles são mais parecidos quantitativamente que os postos ao longo do vale. Desta forma, a retirada do dossel em um fundo de vale cria condições mais parecidas numericamente com um topo florestado, que de um vale coberto por árvores (na média horária). Ainda assim, P10 apresenta uma amplitude menor, ou seja, um ritmo médio com menores amplitudes que P11. A harmonização entre os valores, uma suavização do ritmo mais relacionado ao ciclo circadiano é proporcionada pela cobertura de mata. P2 e P6 são os postos com o dossel mais fechado (Figura 15) que minimiza a entrada radiação solar dentro da floresta e reduz as perdas da radiação onda longa durante a noite, já que as copas emitem essa radiação de volta para o

ambiente microclimático, conforme apresentado por Machado e Azevedo, 2005.

Com exceção de P11, os outros postos ao longo do vale que tem cobertura de floresta o comportamento dos atributos climáticos é muito semelhante, tanto em quantidade quanto em qualidade. Até entre P7 e P9 nas médias horárias das quatro estações, que estão localizados nos topos à mesma altitude, tem valores numéricos muito semelhantes. As diferenças entre os postos no vale e dos topos é função dos ambientes microclimáticos, mas principalmente da topografia (topoclimas).

A variação das médias diárias de temperatura associadas aos sistemas atmosféricos apontam que T não é menor em P11 quanto em P1, P2 e P3 que estão em cotas altimétricas maiores e cobertos por floresta. Este fato pode enganar, pois a média diária mascara o resfriamento noturno e o aquecimento diurno. As médias horárias já revelaram em parte esse movimento. Se as médias diárias em P1, P2 e P3 foram menores que em P11 é de se esperar que as máximas neste último tenham sido maiores que nos postos cobertos por florestas, e as mínimas não são tão diferentes entre si, conforme se observou nas médias diárias. Esse padrão de médias diárias menores sempre se repete associado aos sistemas polares. Nos sistemas tropicais nota-se que P11 normalmente registra as médias diárias de T mais elevadas que nos outros postos do eixo longitudinal da bacia, indicando que ao longo do dia se aquece mais P11 que os outros protegidos pelas copas das árvores. P10, no divisor topográfico (colo) é muito semelhante nas médias diárias à P11, indicando um resultado semelhante às médias horárias (Figuras 46 a 61, e 75 a 90). Os postos dos topos (P7 e P9) são muito semelhantes nas médias diárias, sendo que a UR em P9 apresenta menores valores sob a ação dos sistemas tropicais.

Quando o encadeamento dos sistemas entra numa série de repetição de sistemas tropicais anticiclônicos os microclimas começam a imprimir suas marcas nas médias diárias, com P11 e P10 apresentando T maiores e P2 menores.

Td apresenta tendência de ser homogênea ao longo da bacia (eixo longitudinal) com P3 apresentando em geral os maiores valores de média diárias. Isso significa que como ao longo do vale coberto por floresta (P1, P2 e P3) as T médias diárias são menores estes postos estão mais próximos da saturação (T mais próxima de Td) que P11 e P10 (gramado e topo florestado respectivamente), que se aquecem mais. Um fato que chama a atenção é que P3 no inverno apresenta os maiores valores de Td média diária um dia antes da entrada da FPA, sendo que quando a frente passa a atuar Td aumenta em P11 e diminui em P3 (Figura 76).

Para UA média diária verifica-se que P3 apresenta quantidade de vapor em geral maior que os outros postos e P10 a menor. Como UA é função de T, pois a capacidade do ar conter umidade (ES) aumenta com T, cuidados devem ser tomados nesta análise. Embora em P2 a UA seja menor que em P3, o primeiro sempre está mais próximo da saturação. A água disponível para evaporação e efetivamente evaporada regula melhor a distribuição de água na atmosfera em P2 que em P3, justamente pelas características do sítio de cada um. A água que pode ser aproveitada pelas plantas é maior em P2 que em P3, mesmo que o conteúdo de água no ar seja maior no último. Algumas espécies de orquídeas parecem ocorrer nestes lugares de ar normalmente saturado. Durante os trabalhos de campo nunca se observou formação de nevoeiros e nem de orvalho dentro da mata, muito embora a UR estivesse quase permanentemente em 100%. É importante notar que UA é elevada na transição do STA para a FPA, e os menores valores sob atuação dos sistemas polares. Quando o STA persiste durante algum tempo (repetição) o teor de água no ar aumenta progressivamente, indicando que a evaporação vai preenchendo o ar com vapor de água (saturando) (Figuras 71, 81, 85, 89).

UR tende a ser elevada nos sistemas polares e frontais, e menores nos tropicais. Conforme já discutido anteriormente P2 tende a se manter mais próximo da saturação, ou saturado, em relação aos outros postos do vale. P11 e P10 sempre apresentam os menores vales de UR média diária. Este último é influenciado pelas trocas advectivas em função de sua posição de topo, reduzindo os valores de UR, e P11 provavelmente devido ao maior aquecimento que está submetido devido à ausência de proteção do dossel. P1 apresenta valores de UR médias diárias menores que P2 e P3 devido à menor altura e maior abertura do dossel (Figuras 78, 82, 86, 90).

A sequência de sistemas atmosféricos e de tipos de tempo imprime melhor suas características nos valores de UR em P11 que em P2, que quase não “sente” quantitativamente suas variações na média diária de UR. Os microclimas florestados e com solos muito úmidos, com lentos e convergentes fluxos de água, criam condições estáveis na variação da UR, e na T também, que podem ser mais propícias a determinadas espécies de plantas.

Durante o evento de geada de 13 a 17 de julho de 2008, cuja situação sinótica já foi apresentada na análise dos topoclimas, nota-se que a geada atinge P11 e P1, onde T e Td são inferiores a -1°C. P2 atinge temperaturas inferiores a zero, mas não é inferior a Td. O gradiente altimétrico pode ter sido o responsável evitar a geada

em P2, mas há que se considerar a água no solo e as características da vegetação, que são muito marcantes neste lugar. P1, com dossel mais aberto e baixo pode ser mais susceptível às entradas de ar frio de fora da mata para dentro, enquanto P2 essa penetração do ar frio na mata (de fora para dentro) pode ter sido dificultada ou impedida. P3 e P10, cuja posição altimétrica é superior, estiveram livres de temperaturas inferiores a zero. O acúmulo de ar frio de baixo para cima, de P11 para P1, é verificado no perfil longitudinal também, conforme apresentado nos topoclimas.

P11, com sítio mais aberto, é influenciado pelos efeitos do aquecimento antes dos postos protegidos pela vegetação, embora as temperaturas inferiores a zero tenham terminado antes naqueles cobertos pela floresta. Além disso, ficou mais frio por mais tempo, já que atingiu temperaturas absolutas menores que P1 e P2. O fato é que P11 se aquece mais rápido que os outros postos no eixo longitudinal da bacia, partindo de temperaturas inferiores a -1°C próximas do nascer do Sol para mais de 25°C em apenas 5 horas. Nos postos protegidos pela floresta esse ritmo foi mais lento e de menor amplitude, sendo o ambiente de P2 que se aqueceu menos, atingindo 14°C às 13h15min. Um gradiente de cerca de 11°C se verifica neste horário entre P11 e P1 ou P2 (aproximadamente 200 metros). Esse gradiente “horizontal” dura algumas horas até iniciar o processo de resfriamento ao longo do entardecer, sendo que ele se faz sentir da foz para os topos (P11, P1, P2, P3 e P10) (Figura 91). No entanto, esse gradiente não deve ser tomado como referência, pois a floresta desestrutura, ou reconstrói, processos de transferência de energia, matéria e movimento. Comparar esses postos seria como comparar a temperatura do ar a 1 metro e a do solo a 10 centímetros, por exemplo. O gradiente de temperatura entre esses dois lugares hipotéticos seria grande o suficiente para promover tempestades, assim como o gradiente de temperatura entre P11 e P2. Talvez fosse mais verdadeiro comparar o gradiente existente fora do dossel da floresta com o P11. Isso é coerente com o “*deslocamento do plano zero*”, pois sob as copas muito densas o ar se torna estagnado ou flui independente do fluxo acima das copas. Arya (2001) sugere que o *datum* utilizado como referência para a análise em copas muito fechadas, como é o caso da Mata Atlântica, seja de 70-80% da média de altura da vegetação, no entanto Foken (2008) sugere que no deslocamento do plano zero seja feita a média do valor do atributo climático referente à altura da vegetação. Na borda da floresta com a vegetação herbácea podem se formar fluxos de ar em função dos gradientes existentes entre a mata e o gramado ao seu lado, conforme discutido por Geiger (1990).

Em geral os trabalhos de microclimas na Geografia têm procurado por gradientes dentro da camada limite superficial (canopy layer) para justificar processos que eventualmente ocorram na camada limite planetária (boundary layer) (o fenômeno é de outra escala). Na camada limite superficial os processo (ou qualidades) podem ser essencialmente diferentes. Mesmo comparando posto fora do dossel com P11 (também sem dossel) a pequena camada limite superficial do que se forma sobre o gramado promove diferenças de quantidade e qualidade entre os dois lugares.

Nota-se que no período de maior aquecimento que Td oscila muito em P11 e P10, sendo que no primeiro isso pode ser decorrente dos fluxos advectivos transportando umidade da mata para o gramado, ou da própria da evaporação na superfície. Em P10, apesar da cobertura da floresta associa-se essa variação à advecção de escalas superiores (brisa marinha e/ou circulação secundária) devido à sua posição de topo (colo). Nesse período a UR apresenta redução nestes dois postos, atingindo cerca de 20% em P11 e 45% em P10, valores reduzidos para áreas de Mata Atlântica (ou rodeadas dela). Isso demonstra que as áreas sem matas, mesmo que cercada dela, estão expostas a valores extremos importantes de serem considerados. Não é a simples existência da vegetação nas proximidades de um lugar que o protege de baixos valores de umidade relativa, nem mesmo do dossel florestal. É a existência de um conjunto de controles climáticos que condicionam e criam ambientes mais estáveis, como P2, ou mais oscilante, como P11 (Figuras 91, 92, e 93).

A UA mostra a importância do microclima. P2 durante a noite de geada registrou $4,5 \text{ g.m}^{-3}$ aumentando bastante (dobra) a quantidade de vapor contido no ar no horário de maior aquecimento, ao passo que P10 e P11, apesar de se aquecerem mais que P2 e comportarem mais água por causa disso, continuam com baixos valores de UA. Estes dois postos aumentam a UA apenas em dois momentos, um próximo das 11:00 horas e outro próximo das 15:00, fatos associados à transferência (evaporação) de vapor das superfícies úmidas pelas geada e orvalho e da provável advecção de umidade da brisa marinha (Figuras 91, 92, 93). Entre P7 e P9, neste mesmo evento, observa-se que o primeiro se aquece ligeiramente mais que o segundo, mas este se resfria menos à noite que o primeiro. UR atinge mínimos absolutos em P7, mas, por outro lado, P9 se mantém mais tempo com UR mais distante da saturação. Apesar da configuração da floresta ser quase a mesma nos dois postos, altura e dossel uniforme, as copas são mais abertas em P9 que em P7, e o estrato inferior (herbáceo) é mais fechado no segundo. Isso deve dificultar as trocas advectivas em P7 e o dossel mais aberto facilita as trocas verticais em P9, fazendo este último não aquecer tanto e permitindo trocas com a atmosfera livre mais facilmente (Figuras 62, 63 e 64).

Durante o evento de calor extremo, no final de fevereiro ao início de março de 2009 as situações são muito semelhantes, variando apenas nas quantidades (valores absolutos) com T próximas de 34°C no horário de máximo aquecimento, UA próximo de 20 g.m⁻³ e UR em 35% em P11 (figuras 94, 95 e 96). As situações anticiclônicas com forte subsidência conduziram a processos semelhantes na microescala.

No evento de FPA detalhado em nível temporal, de 21 de abril de 2009, verifica-se que os microclimas tendem a perder importância. A energia envolvida na frente polar (turbulência, convergência, levantamento da parcela) é maior, no espaço e no tempo, que os ritmos microclimáticos, fazendo-os perder importância. A combinação entre as diferentes escalas climáticas releva a sua importância na interpretação dos resultados (ver figuras 1 e 2). Neste sentido os microclimas mais diferentes entre si apresentam pequenas diferenças que podem ser percebidas nos diagramas. P11 é ligeiramente mais quente que os postos cobertos por florestas (Figuras 97, 98, 99). Os anticiclones e as situações de forte subsidência permitem que os processos das escalas inferiores criem “estruturas” mais definidas (*canopy layer* e *boundary layer*), ao passo que a FPA desestrutura, em sua maioria, esses processos. Ainda assim eles existem e se manifestam aonde as diferenças entre os controles são maiores (tipo floresta-gramado) (Figuras 97, 98, 99). Neste sentido os climas junto ao solo são influenciados pelas escalas superiores (em maior ou menor grau) criando unidades climáticas com identidades próprias que são definidas em função “da composição da totalidade dos ritmos dos estados atmosféricos para uma determinada relação espaço-tempo” (TARIFA, 2001, p. 29). Jardim (2007) apresenta uma interessante proposta de unidades climáticas em diferentes níveis temporais. No entanto, essa classificação parece se assemelhar mais a uma cartografia de diferentes tempos atmosféricos e escalas, e não de clima, que é uma noção sintética, e que por isso deve conter dentro de si as mudanças, o ritmo, a sequência e duração dos estados atmosféricos para cada relação espaço-tempo (TARIFA, 2002).

Geiger (1990) apresenta resultados de um estudo com a intenção de mostrar toda a complexidade dos controles climáticos da mata na temperatura, realizada por meio de um perfil de medição ao longo de uma mata fechada, mas de composição variada. Os resultados são bastante semelhantes aos apresentados aqui, muito embora a estrutura da Mata Atlântica seja bem diferente (em forma e conteúdo). Os efeitos da altura do dossel chamam mais atenção e se relacionam mais com os resultados na temperatura do ar. Salienta ainda que o estudo do clima de florestas é mais difícil quando se assenta sobre relevos com grandes amplitudes e formas variadas, que é o caso do Núcleo Cunha.

7.3. A variação dos atributos no perfil vertical da floresta

Os histogramas de T, Td, UA e UR ao longo do perfil vertical da mata ilustram que maiores amplitudes dos atributos climáticos são verificadas fora do dossel e elas diminuem progressivamente à medida que se adentra a floresta até atingir a menor amplitude a um metro do solo. A distribuição de frequência se aproxima de uma curva normal para T, Td e UA em ambos os sítios (topo e vale), mas com assimetria maior no topo que no vale. No inverno, primavera e verão a curva de T tende a se espalhar para os maiores valores (menos frequentes), porém se distanciam mais da média. No outono essa situação se inverte, com a curva se espalhando para os menores valores.

Td e UA seguem tendência semelhante, mas se espalham para os menores valores nas quatro estações, embora a dispersão seja menor entre os dados. UR apresenta distribuição de frequência bastante diferente, sendo como uma exponencial extremamente exagerada no valor máximo (a função exponencial, e nenhuma outra, não se ajustou à essa distribuição!). A amplitude da UR é maior fora da mata e decresce conforme se aproxima do solo, com os valores próximos da saturação mais frequentes junto ao solo. Essa diferença também se verifica entre o topo (P9) e o fundo de vale (P2), sendo que o primeiro tem maiores frequências de menores valores de UR, e o segundo de maiores valores. Esses gráficos já ilustram a transformação que a atmosfera passa quando está dentro da floresta ou fora dela (Figuras 100 a 105).

A frequência dos desvios absolutos entre um registro e o seguinte para T e UR indicam que fora do dossel as variações instantâneas são abruptas com maior frequência e intensidade. Os maiores desvios são observados sempre fora da proteção do dossel, quando está exposto aos raios solares e aos processos advectivos mais intensos. Os valores mais elevados são observados no topo e os reduzidos no vale, justificados pela proteção do relevo. Naturalmente os menores desvios observados são os mais frequentes. A amplitude desses desvios também diminui do verão para o outono (Figuras 106 e 107).

A autocorrelação ao longo dos perfis verticais no topo e no vale indica que as mudanças nos valores de T são mais rápidas (tempo que a série temporal leva para atingir 0,5 de autocorrelação) fora do dossel. A medida de se entra no dossel da mata esse tempo aumenta, sendo que ele é quase constante dentro e imediatamente abaixo do dossel, voltando a aumentar em direção ao solo. A maior umidade do verão distribui

melhor a energia da atmosfera no perfil, tornando as diferenças no tempo para atingir 0,5 de AC menores ao longo do perfil. Essas diferenças aumentam muito no inverno, primavera e outono, principalmente. Entre o topo e vale nota-se que no primeiro as variações demoram mais tempo para ocorrer ao longo do perfil, e no segundo elas são mais abruptas. Essa característica que apareceu espacialmente nos mapas, reaparece aqui, indicando que o aquecimento e resfriamento mais pronunciados e rápidos do vale também se manifestam ao longo do perfil vertical de temperatura na mata (Figura 108a). A FCC indica que o mesmo impulso que se manifesta fora do dossel leva mais tempo para atingir a superfície do solo dentro da floresta. Na altura das copas das árvores (12 e nove metros) essa variação é sincrônica ao posto fora do dossel na torre do topo (P9), e no vale se atrasa 15 minutos em relação ao posto externo ao dossel. Este impulso que se manifesta fora do dossel leva 30 minutos para atingir o ar a um metro do solo dentro da floresta no topo, e 60 no vale. Os dados sugerem que a topografia, a umidade ambiente (no solo principalmente em P2) e as características do dossel são importantes para atrasar os ritmos da floresta com os da atmosfera “livre” (Figura 108b).

Pelos diagramas das médias horárias conforme a altura dentro da mata no vale (P2) nas quatro estações percebe-se que o perfil vertical da floresta é praticamente isotérmico durante a noite, sendo que o ar frio leva cerca de uma hora para chegar à superfície. Acredita-se que isso seja decorrente da emissão de radiação onda longa das copas das árvores, conforme observado por Machado e Azevedo (2005), que emitem quantidade suplementar à da atmosfera livre (céu frio) para a superfície.

Essa característica isotérmica está associada ao horário de menor turbulência. No entanto, embora as diferenças sejam pequenas os menores valores ocorrem fora do dossel (a 15 metros) e os maiores próximo ao solo. Esse padrão médio noturno da temperatura justifica as trocas verticais de radiação e energia fora da mata, sendo que a vegetação atua como um atenuador, fazendo com que dentro dos ambientes de floresta exista um microclima mais “estável” ou harmônico que fora dela (Figuras 109 a 112). Inicialmente a isoterminia (vertical) dentro da mata no inverno e primavera em P2 foi relacionada às frequentes drenagens de ar frio e a conseguinte formação de inversão térmica no fundo de vale. Infelizmente a torre meteorológica instalada no topo esteve inoperante durante estas estações, prejudicando a comparação entre os dois sítios. Apesar disso, Arya (2001), Geiger (1990) afirmam que a tendência geral no período noturno é mesmo a isoterminia, ou seja, um perfil neutro dentro da floresta. No verão e outono, quando já se dispunha das duas torres é possível dizer que no topo a isoterminia durante o período noturno é melhor configurada que no vale

(as isopletas são quase perpendiculares ao eixo horário) (Figuras 109 a 114). Estes perfis médios horários se assemelham aquele do Parque Previdência em São Paulo, apresentado por Monteiro e Azevedo (2005).

Td e UA também apresentam homogeneidade ao longo do perfil à noite, com o ar mais seco penetrando de fora para dentro da mata. A UR é praticamente saturada no período noturno, com valores superiores a 95%. As médias horárias indicam que a saturação é constante à noite nas copas e entre o dossel e o solo (6 metros). No verão T e Td no fundo de vale (P2) mantém o paralelismo e proximidade (menor desvio), ou seja, a umidade relativa é alta nesta estação no fundo de vale (P2) (Figuras 109 a 114). Enquanto no verão a atmosfera é bem mais saturada e homogênea ao longo do perfil vertical do fundo de vale (P2), no topo (P9) o perfil é diferente, sendo mais distante da saturação e diminuindo os valores de UR com a altura (Figuras 109 a 114). O controle climático exercido pelo escoamento superficial (fluxos divergentes e convergentes, lentos e rápidos) e da umidade do solo são, ou parecem ser, fundamentais para a variação vertical noturna da T, Td, UA e UR. Com menor umidade (cerca de $0,5 \text{ g.m}^{-3}$ a menos) a energia absorvida e posteriormente irradiada pelas copas das árvores no topo aquece mais o ar na altura das copas, sendo mais facilmente convertido em calor sensível. Esta é uma das razões para que o solo da floresta não seja considerado como o *datum* das análises de balanço de energia. Alguns autores sugerem como referência toda a camada da floresta (canopy layer) (Foken, 2008) e outros o centro do dossel das árvores (Arya, 2001).

Durante o dia verifica-se uma situação bem distinta daquela observada durante o período noturno. T e Td já não são mais paralelas, mas sim seguem tendências opostas, ou seja, enquanto T aumenta conforme se distancia do solo, Td diminui. Isso significa que quanto maior a distância do solo a atmosfera fica menos saturada (UR menor). Esse fato demonstra, ao menos parcialmente, a importância que o sombreamento da mata cria para a manutenção da umidade no solo, já que quanto mais distante da principal fonte de umidade (solo) menos saturada fica a atmosfera. A água evaporada do solo também se difunde pela atmosfera por meio de processos turbulentos, espalhando-a cada vez mais à medida que se distancia da fonte, podendo ser também uma das causas para a redução da saturação da atmosfera conforme a altura. Se fosse possível utilizarmos cartas adiabáticas para a interpretação destes perfis, a atmosfera dentro da mata estaria “estável” durante o dia nestas estações. No entanto, estes diagramas não se aplicam para medidas comprometidas com a superfície (Figura 109 a 114). É importante ressaltar que o gradiente médio vertical dentro da floresta normalmente é o inverno daquele observado durante o dia na

atmosfera livre, ou seja, a temperatura diminui com a altura na atmosfera, e dentro da mata aumenta (“inversão térmica”). Durante o período diurno os perfis médios horários se aproximam dos perfis para o Parque Caucaia do Alto, apresentados por Monteiro e Azevedo (2005), ou seja, as temperaturas aumentam no sentido do dossel. Acredita-se que essas diferenças sejam devidas ao perfil hídrico do solo, que à noite mantém a temperatura relativamente constante dentro da mata e durante o dia não deixa o ar junto ao solo se aquecer. Some-se a isso a altitude que o Núcleo Cunha se situa, estando imerso com mais frequência sob um gradiente adiabático úmido. Nos parques Previdência e Caucaia as diferenças foram justificadas em função da diferença no balanço hídrico provocadas pela urbanização no primeiro e pela área rural no segundo.

Enquanto a primavera e o inverno não apresentaram “grandes” diferenças durante a noite em T e T_d , durante o dia é possível notar que o aquecimento do ar ao longo do período diurno distancia T de T_d , promovendo redução da UR conforme se aumenta a altura. No verão T e T_d tendem a se igualar próximo à superfície da torre instalada no vale (P2), permitindo uma atmosfera mais saturada nas proximidades do solo. No inverno e primavera essa situação não acontece na média (Figuras 109 a 112 e 115). T_d varia menos com a altura na primavera e no verão. Como a instabilidade tende a aumentar nestas estações, o vapor de água é mais bem distribuído verticalmente, justificando o menor decréscimo de T_d no perfil da floresta (Figura 111 e 115).

No topo (P9) a situação no verão é diferente da registrada sobre o vale. T e T_d são “distantes” entre si, mesmo a um metro do solo, revelando uma atmosfera mais distante da saturação (UR reduzida). A umidade do solo e o escoamento superficial (fluxos de água divergentes), bem como a maior facilidade para trocas advectivas, característica marcante deste sítio, contribuem para este fato.

Durante o dia, no verão e outono, a influência das copas das árvores é mais marcante no perfil vertical P2 (vale), pois a evaporação deve repercutir nesta variação, fazendo a UA e T_d aumentarem na altura das copas indicando que neste lugar (vale) a evaporação das copas é, em geral, proporcional àquela que ocorre no solo. No topo a umidade é mais bem distribuída dentro da floresta, indicando um perfil de UA e T_d que varia pouco com a altura (Figuras 111 a 114). Seria porque a disponibilidade de água para as plantas em P2 é maior e por isso transpiram mais? Segundo Arya (2001) essas variações no perfil vertical estão relacionadas à gutação e formação de orvalho durante a noite e durante o dia à evapotranspiração. Uma inversão no perfil

de umidade acontece se o solo estiver seco, fazendo concentrar umidade nas áreas das folhas (dossel), pois evapora-se mais aí que nas proximidades de um solo seco. Em campo não se observou solo seco em nenhuma das ocasiões, fato verificado mais facilmente no topo (mais drenado – dispersor de fluxos).

A comparação de T fora do dossel no fundo de vale (P2) com o topo (P9) mostra efeitos topoclimáticos importantes (Figura 117). Comparando-se as diferenças entre os quatro atributos analisados, para o verão e outono, fora do dossel entre o fundo de vale (P2) e o topo (P9) verifica-se que durante o dia o vale apresenta T superior ao topo, cerca de 1°C, fato bem conhecido, pois as áreas mais baixas se aquecem mais neste período que as mais elevadas. Esse resultado indica um gradiente térmico vertical médio de 1°C/100m, seguindo um gradiente adiabático seco. Esses valores coincidem com os valores da carta adiabática, tanto na temperatura e pressão como na umidade específica. À noite o vale fora do dossel apresenta T menor que os topos, indicando inversão térmica. Na altura das copas verifica-se que Td é maior no vale que durante o dia. Talvez esse aumento seja indicativo de que a evaporação e transpiração das copas das árvores sejam maiores no vale (porque é mais quente e dispõe de mais quantidade de água para evaporar) que nos topos. O resultado disso é UA maior nas copas das árvores do vale que dos topos (Figura 118). A UR também indica essa tendência para as copas (Figura 118). Apenas no outono a UR fora do dossel no topo foi maior que no vale. Seria essa diferença uma consequência dos sistemas polares e frontais mais frequentes nesta estação (capítulo 5) e que o topo esteve mais sensível ou exposto à advecção dos sistemas polares?

À noite o vale tende a ser mais frio que o topo (inversão térmica) sendo que essa diferença é maior fora do dossel e diminui progressivamente até se aproximar do solo. (Figura 117). A UA tende a ser maior também no topo que no vale (Figura 118), já que o ar frio comporta menor quantidade de vapor de água. A água evaporada ao longo do dia no vale ou foi transportada pelas brisas anabáticas, ou foi condensada sob a forma de nevoeiros ou de orvalho sobre as copas das árvores no fundo de vale. Nota-se que durante a noite no fundo de vale T e Td se igualam (Figuras 117 e 118) e esse desvio entre T e Td aumenta nos topos. Durante os trabalhos de campo não se verificou a formação de orvalho dentro da floresta, mesmo com UR 100%. Em contrapartida, fora da proteção das copas (que não conta com a contra-radiação emitida pelo dossel) o orvalho se forma junto à superfície (gramados e copas das árvores) (Figura 117 e 118).

É interessante destacar que os microclimas da Mata Atlântica (conjugação de controles como situação topográfica, umidade do solo, porte e estrutura da vegetação) condicionam a distribuição da temperatura e umidade dentro da floresta. Embora o vale sobre a floresta seja um ambiente mais quente durante o dia, ao adentrarmos o dossel a temperatura diminui quanto mais nos aproximamos do solo, sendo que esse efeito é menos intenso no topo. Fora do dossel nos topos a temperatura é menor que no vale, porém, dentro da floresta a situação se inverte, com temperaturas menores no vale. Esse resultado indica o papel não só da vegetação, mas dos outros controles climáticos, tais como a forma do relevo (dispersora ou concentradora de água), armazenamento de água no solo, abertura do dossel, etc.

Nas noites de verão o gradiente térmico vertical entre T fora do dossel do fundo de vale e do topo é o inverso daquele observado de dia. O vale fora do dossel é 1,2°C mais frio que o topo, indicando a formação de uma atmosfera estável, com a formação de uma circulação catabática. Nestes casos, a temperatura, conforme já descrito anteriormente, aumenta ligeiramente (é quase isotérmica) (cerca de 0,2°C) à medida que se adentra o dossel até o solo. O microclima da Mata Atlântica, agora ao invés de tornar o ambiente mais fresco, preserva melhor o calor.

A análise das médias diárias associadas ao sistema atmosférico atuante no dia (análise rítmica) durante as quatro estações permite dizer que fora do dossel da mata as variações (amplitudes) dos atributos climáticos são mais intensas e diminuem à medida que se adentra a floresta até as proximidades do solo. De modo geral as médias diárias durante as atuações da FPA o gradiente vertical é praticamente nulo, sendo as diferenças entre as alturas reduzidas ou inexistentes. Já sob a ação dos sistemas tropicais, principalmente os anticiclônicos, o gradiente vertical é mais forte, sendo que as temperaturas são mais elevadas fora da floresta e diminuem para dentro dela. Com a umidade é o inverso. Sob a ação dos sistemas polares a temperatura segue a mesma tendência na variação vertical, mas com valores menores, e a UR é mais bem distribuída ao longo do perfil. No entanto, conforme o sistema polar se tropicaliza a umidade passa a diminuir de fora para dentro da mata (Figuras 119 a 124).

No verão, e sob a ação dos sistemas tropicais, que apresentam temperaturas elevadas, a evapotranspiração se intensifica, fato esperado para a época do ano. Na altura do dossel aparece um aumento da UA e UR, sugerindo que a evapotranspiração das copas das árvores é mais intensa neste nível (onde há maior concentração das folhas). Esse valor supera inclusive os mais próximos do solo (a um metro). Este fato aparece tanto no vale (P2) como no topo (P9), principalmente numa semana de

temperaturas elevadas do final de fevereiro a início de março de 2009. “*A mata, para viver, tem que transpirar, e representa por isso uma fonte de vapor de água. [...] O primeiro máximo com 12,5 mmHg [valor de pressão atual de vapor] verifica-se junto ao solo, seguindo-se um mínimo correspondente ao espaço dos ramos secos. O segundo máximo, devido à liberação de água na copas das árvores, aparece diminuído pela entrada de ar exterior mais seco*” (Geiger, 1990, p. 332, grifo nosso). Esse fato também concorda com a explicação de Arya (2001). Nestas situações de forte aquecimento a evapotranspiração chega a ser superior nas copas que no próprio solo, pois ele pode estar mais seco. Já as árvores retiram água de profundidades maiores do solo e podem “*conduzi-la*” para a atmosfera por meio da transpiração.

Analisando o evento de geada, cuja situação sinótica já foi descrita no capítulo 6.2, verifica-se que durante a madrugada do dia 16/07/08 a geada “*penetra*” na mata de fora para dentro, levando cerca de três horas para atingir de fora do dossel até um metro do solo. A temperatura fora do dossel atinge valores inferiores a -2°C , enquanto que a um metro do solo atinge alguns décimos abaixo de zero, com um gradiente vertical de cerca de $1,5^{\circ}\text{C}$. Enquanto que fora da mata a temperatura aumenta com a altura (inversão térmica), dentro dela ocorre o inverso. Os processos são diferentes fora da mata e dentro dela. O dossel e a umidade do solo contribuem para a menor perda noturna de calor (contra-radiação do dossel e maior calor específico da água). A geada não se formou a um metro do solo da floresta, pois T_d sempre esteve menor que T , enquanto que fora e no dossel T se igualou a T_d em alguns momentos. O ar mais seco, decorrente do próprio ar frio, também penetra na floresta de fora para dentro, tal como o ar frio. A UR indica saturação em todo o período.

Comparando-se nesta madrugada a T em P2 fora do dossel (a 15 metros) com T em P11 verifica-se um gradiente de aproximadamente $0,5^{\circ}\text{C}$, razoável para a distância que existe entre P11 e P2 a 15 metros de altura. Isso realmente justifica que o gradiente horizontal não poderia ser tomado a partir de um metro do solo dentro da floresta com um metro do solo fora da floresta, devido à camada limite superficial, que modifica os processos abaixo das copas das árvores.

Fora do dossel das árvores no vale, a uma altitude superior a P11 era de se esperar temperaturas maiores fora do dossel (a uma altitude maior) que na foz da bacia (lugar mais baixo). Talvez a drenagem noturna de ar frio seja dificultada pela forma da bacia, que apresenta um “*estrangulamento*” entre P1 e P2 (ver figura 8). Geiger (1990) explica que esse estrangulamento na drenagem de ar frio existe e é justificado porque o “*...ar frio não se comporta como água, mas antes como uma*

papa ou xarope grosso” (Geiger, 1990, p.425). Esse estrangulamento torna mais lenta a drenagem de ar frio para as partes mais baixas, criando uma represa de ar frio a montante. Talvez isso possa ter promovido um maior resfriamento a uma posição altimétrica ligeiramente superior à foz da bacia.

Com o nascer do Sol inicia-se o processo de aquecimento, e com ele os processos turbulentos inerentes ao horário, difundindo energia e matéria ao longo do perfil vertical da floresta. As temperaturas diminuem progressivamente de fora do dossel para dentro da floresta, com temperaturas de 21°C fora da mata (a 15 metros de altura), enquanto que a um metro do solo ela chega a 14°C. O pico de maior aquecimento se verifica às 13:00 fora das copas das árvores e a um metro do solo, dentro da mata, às 14:00 horas. Com o ocaso do Sol as temperaturas ao longo do perfil ficam praticamente iguais (isotérmica) e com o anoitecer o resfriamento volta a acontecer de fora para dentro da mata. Esse tipo de padrão das temperaturas ao longo do perfil dentro da floresta é muito semelhante às temperaturas ao longo de um perfil de solo. Enquanto a radiação solar aquece a superfície do solo, nas maiores profundidades o calor ganho demora algum tempo a chegar. À noite, com o resfriamento da superfície as partes mais profundas do solo estão mais quentes que a superfície. Isso também demonstra a importância do deslocamento do plano zero, pois as copas das árvores passam a interceptar a radiação e agir como se fosse a superfície do solo. Claro que a energia transita muito mais facilmente pelo ar dentro da floresta que dentro do solo, sendo a floresta um volume de ar muito mais susceptível às variações externas que os horizontes mais profundos do solo.

Durante o período de maior aquecimento a UR diminui, sendo que ela aumenta de fora para dentro da mata até um metro do solo. Enquanto fora das copas a UR atinge valores em torno de 20%, a um metro do solo diminui para 80%. O mínimo de UR ocorreu próximo ao meio-dia e a um metro do solo em torno das 14:00 horas.

O perfil vertical de Td e UA revela fatos interessantes ao longo do dia. A um metro do solo da floresta, a partir do horário de maior aquecimento, esses dois atributos passam a aumentar os seus valores gradativamente, atingindo maiores alturas dentro do perfil da mata, desde o meio-dia até as 17:00 horas. Esse comportamento deve ser decorrente da transferência de vapor de água do solo para o ar dentro da floresta pela evaporação e transferência por convecção e turbulência, distribuindo vapor de água pela floresta. O salto de UR, Td e UA verificado às 15:15 podem ser decorrentes desse aumento de vapor ao longo do perfil da mata. No entanto, porque esse vapor se distribuiria de repente ao longo do perfil vertical? Poderia-se atribuir esse salto à

entrada da brisa marinha, mas ela não se manifestaria de fora do dossel para dentro da mata? Não se encontrou respostas a estes processos. Black e McNaughton (1971) descreveram um processo semelhante, indicando que durante a tarde a evaporação é maior que nos outros horários, promovendo um aumento significativo no fluxo de calor latente e uma redução no fluxo de calor sensível, concordantes com os resultados aqui apresentados. Druilhet *et al* (1971) afirma que à tarde os estômatos das plantas se fecham, causando um mínimo relativo de temperatura nas copas das plantas, e um sensível aumento no ponto de orvalho. Isso eventualmente pode condicionar e explicar o padrão apresentado neste evento ora analisado. Acredita-se, entretanto, que a floresta tropical pluvial não feche os estômatos devido à abundância de água.

Durante o evento de calor extremo, já descrito e analisado nos topoclimas e nos microclimas, verifica-se no vale (P2) uma estrutura vertical muito semelhante à do evento de geada durante o período noturno, embora os valores absolutos sejam diferentes. Fora do dossel a T, Td e UA são menores que dentro da floresta, e a redução que ocorre fora leva cerca de uma hora para atingir um metro do solo da mata. UR permanece muito próxima à saturação ao longo de todo o perfil (Figuras 126). No topo (P9) a situação é inversa àquela que ocorre no vale (Figura 128). As maiores temperaturas durante o período noturno ocorrem fora do dossel e as menores próximas à superfície. UR, UA e Td tendem a ser quase iguais (homogêneos). A advecção existente no período noturno parece promover mistura, alterando os atributos nas áreas fora e dentro do dossel, influenciando menos os ritmos dos atributos próximo do solo. Esse padrão de variação do perfil térmico e higrométrico dentro da mata no topo se assemelha àquele apresentado por Monteiro e Azevedo (2005) para o parque Previdência na cidade de São Paulo e o perfil sobre o vale ao perfil apresentado pelos mesmos autores para o Parque Caucaia do Alto em Cotia. As diferenças verificadas pelos autores entre os perfis foram decorrentes das matrizes de paisagens em que estão localizados, um rodeado pela cidade de São Paulo, e outro pela área rural, que levantam a hipótese de que a alteração no balanço hídrico na área urbana promova a diferença existente entre os dois perfis. No caso analisado o perfil hídrico do solo no topo (dispersor de água) é essencialmente diferente do perfil hídrico no vale (concentrador de água). A localização do sítio, modificando os controles climáticos de superfície, como a umidade do solo, altera o perfil térmico e higrométrico do ar dentro da mata. Acontece que nas áreas urbanas o processo de alteração no balanço hídrico foi consequência da urbanização (produção do espaço social) e no Núcleo Cunha é função do relevo como agente regulador da água no solo. A importância levantada ou indicada por Armani (2004) de que a água no solo é um controle

fundamental para a temperatura e umidade do ar parece se confirmar. Nas médias horárias os perfis do vale e do topo apresentam as mesmas características, de serem mais frios e menores úmidos fora do dossel que a um metro do solo, mas em uma situação específica de um extremo esse perfil se modifica. Estes dois perfil (do vale e do topo) se assemelham ao perfil de Caucaia do Alto apresentados por Monteiro e Azevedo (2005), indicando que o perfil em São Paulo é muito influenciado pela urbanização a ponto de marcar a média do período, enquanto que em Cunha, esses casos extremos não influenciaram muito nos resultados da média.

Com o nascer do Sol iniciam-se os processos de aquecimento a T apresenta um perfil muito semelhante ao apresentado no evento de geada, posto que as duas situações são anticiclônicas, com forte subsidência superior, aquecimento e compressão adiabática da coluna troposférica, tanto no vale como no topo. Fora do dossel T atinge 31°C no vale (P2) e 30°C no topo (P9). Considerando o desnível topográfico entre vale e topo pode-se chegar a um gradiente térmico vertical de 1°C.100m⁻¹. A um metro do solo T atinge 24°C no vale (P2) e 26°C no topo (P9). Dentro da mata o gradiente térmico é invertido e muito mais pronunciado com -7°C em 14 metros no vale e -4°C em 14 metros no topo. Enquanto na atmosfera “livre” o gradiente térmico é um, dentro da floresta é o inverso, indicando mudança nos processos (qualidades), tanto à noite (válido apenas para P2) quanto de dia (Figuras 126 e 128).

A análise da UR, UA e Td durante o período diurno chama muito a atenção, pois apresenta um padrão bastante diverso daquilo que se estava habituado a observar nos perfis verticais. Inicialmente considerou-se esse padrão como um erro instrumental e ainda não se descarta essa hipótese, muito embora o sensor tenha funcionado normalmente em outros dias e em alguns horários neste mesmo evento (ver registros das 13:15 horas em P2). Acreditando que os dados estejam corretos e estejam representando a realidade, retornamos ao fato do aumento da UA nas altura do dossel discutido anteriormente, decorrente da transpiração das árvores. Esse fato só acontece no vale (P2) e não no topo (P9) (Figuras 126 e 128). Porque na área de convergência e água, grandes superfícies evaporativas no solo, é na copas que predomina a maior teor de vapor de água e não a um metro do chão? Porque no topo não houve essa concentração de vapor na altura das copas se lá o solo é menos úmido e as plantas poderiam ser a principal fonte de vapor para a atmosfera? Essa umidade que foi evaporada das folhas das árvores não provocaria uma mudança no balanço de energia e ponto de alterar a temperatura do ar no perfil vertical? Se isso for verdadeiro, porque T não modificou ao longo do perfil, seguindo a mesma tendência

geral? A única explicação encontrada é a de Geiger (1990) citada anteriormente para o caso das médias diárias e os sistemas atmosféricos.

No topo o perfil de Td, UA e UR se apresenta mais homogêneo que no vale, provavelmente porque os processos de difusão turbulenta, aliado à advecção de escalas superiores, são mais intensos que no vale, distribuindo melhor a umidade no perfil da floresta (Figura 128).

Durante uma passagem da FPA, mesmo situação sinótica já descrita, verifica-se que o padrão do perfil vertical é muito parecido entre o topo e o vale (figuras 127 e 129). Fora do dossel as variações nos atributos climáticos são “*percebidas*” primeiro e penetram gradativamente a floresta até atingir por último o registrador a um metro do chão. As diferenças entre dentro da mata e fora dela não são grandes, mas existem, da ordem de 1°C na T e 0,5°C em Td. As situações isotérmicas são bastante frequentes neste período de ação da FPA, que age como um equalizador da energia na atmosfera. A UR se mantém próxima da saturação durante quase todo o tempo, à exceção dos horários próximos do meio-dia, que fora do dossel diminui um pouco (Figuras 127 e 129).

Mesmo que as diferenças sejam minimizadas durante a atuação da FPA, que destrutura a camada limite superficial (*canopy layer*), a floresta individualiza o ar que está confinado dentro dela, criando uma identidade climática diferente do exterior dela, ainda que seja diferenças reduzidas.

Retomando o trabalho de Armani (2004) as unidades microclimáticas apresentadas por ele estão consistentes com os resultados apresentados neste trabalho. Os resultados duvidosos da abertura do dossel dificultam a orientação do traçado de novas unidades microclimáticas. Por outro lado o mapa de vegetação mais detalhado apresentado nesta tese sugere que novas unidades poderiam ser criadas ou subdivididas em função dos diferentes tipos de vegetação. Talvez o novo traçado se aproximasse metodologicamente das unidades fitomorfoclimáticas definidas por Tarifa (2002) para a Juréia. A falta de uma base topográfica detalhada e de fotografias aéreas de detalhe dificulta o traçado, pois as unidades seriam subdivididas em pequenas dimensões, talvez ilegíveis na escala do mapa base.

8. CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Das representações, análises e discussões que foram realizadas é possível estabelecer o retorno às questões iniciais que motivaram o trabalho, realizar um balanço do método e propor novos estudos.

A respeito da influência da exposição e declividades das vertentes pode-se concluir:

1. As vertentes SW são em geral mais frias 0,3°C que as voltadas para NW nas médias sazonais;
2. Em relação à foz da bacia e sem a proteção do dossel a temperatura nas vertentes SW é “atrasada” de 15 a 30 minutos; os topos são sincrônicos no verão e na primavera, e no inverno e outono adiantados em 15 minutos. Esses resultados sugerem a relação da temperatura com o movimento aparente do Sol na bacia;
3. Os topos apresentam menores amplitudes térmicas e o vale a maior. Embora as diferenças de amplitudes diárias sejam pequenas entre o topo e o vale o tempo decorrido entre a mínima e a máxima é decisivo para diferenciar estes topoclimas, sendo que no topo esse intervalo é de cerca de nove horas e no vale entre seis e sete horas.
4. Entre as vertentes SW e NE o processo de aquecimento inicia-se uma hora antes na segunda que na primeira, sendo que as máximas são atingidas próximo das 13:00 na vertente soalheira e em torno das 15:00 horas na noruega, fatos relacionados ao movimento aparente do Sol e ao horário de maior incidência dos raios solares em cada uma das vertentes.
5. Durante a madrugada um lago de ar relativamente frio e seco (menores valores de UA) se forma sobre o vale. Mesmo a pouca umidade disponível no ar pode ser condensada (transformada) em nevoeiros de radiação ou de evaporação e/ou em orvalho. É por esse motivo que se forma também um lago de ar saturado (UR 100%) sobre o vale, estando os topos com ar mais distante da saturação.
6. Durante o dia os processos se invertem e forma um lago de ar mais úmido sobre o vale (maiores valores de UA) em relação aos topos, sendo este fato mais proeminente na vertente SW que NE.
7. O movimento do ar na bacia, que transporta energia (neste caso percebido

pela T) e matéria (vapor de água) está como sugerem os dados relacionado ao movimento do Sol e das modificações da irradiância em função dos controles topoclimáticos, transportando umidade do fundo de vale para os topos e ar fio dos topos para o vale.

8. Os maiores resfriamentos estão associados ao SPA e ao SPC; os maiores aquecimentos sob a ação dos sistemas tropicais (STC, STA e STAC); as FPAs criam uma situação de homogeneização de T, Td, UA e UR.
9. Sob a ação de anticiclones, com forte subsidência superior, o ritmo de aquecimento e resfriamento segue um padrão bastante parecido. Sob um sistema polar em tropicalização e um tropical atlântico a relação das altas pressões com os controles climáticos de superfície parece destacar mais o efeito do relevo. Na FPA os dados sugerem diferenças de quantidades e qualidades (ritmo, movimento) em relação aos sistemas anticiclônicos, com efeitos modestos mas existentes.

Sobre os efeitos da vegetação e do perfil hídrico do solo (microclimas) pode-se concluir:

- 1) Uma clareira rodeada por floresta tropical pluvial, nas margens de um rio está sujeita a valores extremos, indicando que a proximidade de vegetação densa e de rios não são suficientemente “fortes” para suavizar valores extremos. Isso demonstra que as áreas sem matas, mesmo que cercada dela, estão expostas a valores extremos importantes de serem considerados. Não é a simples existência da vegetação nas proximidades de um lugar que o protege de baixos valores de umidade relativa, nem mesmo do dossel florestal. É a existência de um conjunto de controles climáticos que condicionam e criam ambientes mais estáveis e harmônicos, como P2, ou mais variáveis e inconstantes, como P11.
- 2) O ritmo dos atributos climáticos nas clareiras com menor biomassa mostra uma variação com um forte aquecimento diurno e um forte resfriamento noturno, sem nenhum tipo de atenuação. Os processos parecem ser muito regulados somente pela presença-ausência do Sol, criando situações extremas. A combinação e os arranjos entre as várias escalas climáticas e os controles determinam em maior ou menor grau a potência ou o predomínio de cada controle climático.

- 3) Os efeitos topo e microclimáticos entre P2 e P8 condicionam valores numericamente semelhantes, mais qualitativamente diferentes, pois os processos a que estão sujeitos são diferentes. Enquanto uma classificação puramente numérica os colocaria numa mesma condição, as qualidades diferenciam.
- 4) Na área identificou-se dois tipos de ritmos relacionados aos microclimas: um derivado da história de ocupação e do uso do espaço, representado pela clareira, com um ritmo marcado por extremos mais contrastantes; e outro ligado à vegetação preservada e de lenta evolução ao longo do tempo, ao lento escoamento de água no solo, responsáveis pela criação de um ritmo mais harmônico e regular, com menores amplitudes.
- 5) Os gradientes dentro da camada limite superficial (*canopy layer*) não podem ser utilizados para justificar processos que eventualmente ocorram na camada limite planetária (*boundary layer*) já que o fenômeno é de ocorre em outra escala.
- 6) Os maiores desvios entre os dados são observados sempre fora da proteção do dossel, quando está exposto aos raios solares e aos processos advectivos mais intensos; entrando na floresta esses desvios diminuem sensivelmente porque a floresta e a maior proximidade do solo minimizam as trocas verticais e horizontais de propagação da energia no ambiente. Além disso, os dados sugerem que a topografia, a umidade do solo, e as características do dossel são importantes para atrasar os ritmos da floresta em relação aqueles da atmosfera “livre”.
- 7) O controle climático exercido pelo escoamento superficial de água e da umidade do solo são fundamentais para a variação vertical noturna da T, Td, UA e UR.
- 8) Os microclimas da Mata Atlântica (conjugação de controles como situação topográfica, umidade do solo, porte e estrutura da vegetação) condicionam o ritmo da temperatura e umidade dentro da floresta. Embora o vale sobre a floresta seja um ambiente mais quente durante o dia, ao adentrarmos o dossel a temperatura diminui quanto mais se aproxima do solo, sendo que esse efeito é menos intenso nos topos. Fora do dossel nos topos a temperatura é menor que no vale, porém, dentro da floresta a situação se inverte, com temperaturas menores no vale. Esse resultado indica o papel não só da vegetação, mas

dos outros controles climáticos, tais como a forma do relevo (dispersora ou concentradora de água), armazenamento de água no solo, abertura do dossel, etc. A importância levantada ou indicada por Armani (2004) de que a água no solo é um controle fundamental para a temperatura e umidade do ar parece se confirmar.

- 9) Na altura do dossel aparece um aumento da UA e UR, sugerindo que a evapotranspiração das copas das árvores é mais intensa neste nível (onde há maior concentração das folhas).
- 10) O dossel da floresta assume um papel semelhante ao do solo livremente exposto à atmosfera. Enquanto a radiação solar aquece a superfície do solo, nas maiores profundidades o calor ganho demora algum tempo a chegar. À noite, com o resfriamento da superfície as partes mais profundas do solo estão mais quentes que a superfície. Esse fato se repete no perfil vertical da temperatura. Isso demonstra a importância do deslocamento do plano zero, pois as copas das árvores passam a interceptar a radiação e agir como se fosse a superfície do solo.

Algumas considerações finais podem ser apresentadas a fim de estimular outros trabalhos e a continuidade da linha de pesquisa. A primeira ordem de considerações que se gostaria de apresentar é aquela relacionada ao método e dos procedimentos empregados na pesquisa.

As respostas às perguntas levantadas, que atendem aos objetivos, não alcançam o nível desejado, que deveria ser calcado em medidas de campo do balanço de energia, visto que a temperatura e umidade são variáveis respostas ou resultantes dos processos energéticos (verticais e horizontais) no espaço tridimensional. A aparelhagem adequada com custos proibitivos inviabiliza a realização desse tipo de pesquisa e com esse tipo de enfoque na área que se escolheu para análise. Entretanto, o método aplicado, baseado numa concepção holística (holorritmo), que integra os fatos nas mais diversas escalas com o suporte do trabalho de campo coloca o sujeito em contato direto com a realidade concreta do lugar (natureza do espaço). A verificação das estruturas espaciais dos atributos climáticos cria suporte mais seguro para as interpretações que os dados sugerem. Apesar dos dados serem apoiados nas “variáveis resposta” a estrutura espacial deles demonstra como alguns processos ocorrem e produzem o movimento do ar, da água e da vida. O método é suficientemente coerente para as análises geográficas do clima. A coleta e as observações de campo

melhoraram o conhecimento climatológico, não apenas por ter possibilitado o próprio desenvolvimento teórico do uso do paradigma do ritmo associado às relações entre os maiores e menores táxons contidos no espaço geográfico, mas também por ter contribuído para criticar os fatos e evidências em estudo, bem como a formulação de novas hipóteses.

Sobre os controles climáticos, apesar de serem resultados secundários é importante ressaltar que as representações e a escala dos materiais disponíveis não são adequadas para estudos com este nível de detalhe. Quando se está no campo é perceptível como a carta hipsométrica não representa as variações de altitude ao longo do eixo longitudinal, as pequenas variações e a diversidade de canais pluviais. Nem as fotografias aéreas, e os produtos derivados delas representam aquilo que se vê em campo. Isso dificulta qualquer representação que se faça, pois o traçado, a espessura da caneta (na escala disponível) é muito maior do que aquilo que precisa ser mapeado. As interpretações que derivam desses materiais, porém, são mais reais, pois tem o apoio dos trabalhos de campo, daquilo que o observador percebe, sente e vê quando está inserido na realidade.

Sobre as análises sinóticas e os sistemas atmosféricos percebe-se que a geografia tem muito a ganhar com as análises da circulação de altitude, já que alguns fatos são decorrentes de processos de escalas superiores. Apoiado no holorritmo essas análises ganham consistência para compreender a expressão geográfica do clima, as relações de causalidade entre a circulação atmosférica e a variação temporal dos atributos, mas principalmente porque faz o geógrafo a compreender a situação de um pequeno espaço numa dimensão global/zonal. Compreende-se, por exemplo, as relações da Alta da Bolívia com a dinamização das baixas continentais, dos temporais no Sudeste do Brasil; do suporte dinâmico das correntes de jato e a evolução da frente polar, produzindo frentes de avanço rápido ou lento. Percebe-se as interações entre os fluxos polares na dinamização das baixas continentais e a intensificação dos processos convectivos, onde tudo está conectado nos diversos ritmos (diários, mensais, sazonais).

Na resolução dos dados registrados, a cada 15 minutos, percebeu-se que realizar a análise sinótica somente a cada 24 horas é um equívoco, pois os sistemas atmosféricos podem evoluir muito rapidamente e faltando análises que dêem suporte à interpretação dos ritmos de alta frequência. Deste modo, talvez os trabalhos de microescala possam ser realizados em períodos mais curtos (uma semana talvez), mas com alta resolução na amostragem dos dados e nas análises sinóticas, melhorando

o grau de percepção dos ritmos. Com períodos curtos podem ser realizados vários experimentos em diferentes estações do ano, amostrando algumas cadeias de tipos de tempo daquela estação. Atualmente o acesso facilitado a imagens de radar pode conduzir à melhor identificação de subsistemas, que são mais difíceis de serem visualizados em escala sinótica. Além disso, há que se ressaltar as dificuldades computacionais encontradas no processamento do grande volume de dados gerados. Mesmo computadores modernos tiveram dificuldade em processar uma planilha de dados de 20 postos registrados a cada 15 minutos para quatro variáveis. Períodos mais curtos minimizam problemas como esse. O inconveniente é não ter uma série contínua que pode revelar ritmos mais longos.

Antes da finalização do trabalho aponta-se para alguns estudos que poderiam esclarecer alguns fatos que não puderam ser respondidos satisfatoriamente.

A partir de modelos numéricos de terreno dos Sistemas de Informações Geográficas aliado a um às equações de posição do disco solar será possível modelar as sombras que o relevo promove em determinadas áreas, ajudando nas interpretações de topoclimas.

Com o uso de anemômetros muito sensíveis poderia ser testada a hipótese de que a declividade favorece ou dificulta o escoamento catabático/anabático. Além disso, verificar se o resfriamento *in situ* se sustenta e se mantém sem gerar movimentos mesmo sobre relevos dissecados com amplitudes altimétricas e declividades elevadas, tal como sugerem Vosper & Brown (2008).

9. BIBLIOGRAFIA

AGUIAR, O. T.; PASTORE, J. A.; ROCHA, F. T.; BAITELLO, J. B. Flora fanerogâmica de um trecho da floresta densa secundária no Parque Estadual da Serra do Mar – Núcleo Cunha/Indaiá – Cunha (SP). **Revista do Instituto Florestal**, São Paulo, v. 13. n.1, p. 1-18, 2001.

ARCOVA, F. C. S. Balanço hídrico, características do deflúvio e calibragem de duas microbacias hidrográficas na serra do Mar, SP. Piracicaba, 1996. 130 f. 1 v. Dissertação (Mestrado) - ESALQ, Universidade de São Paulo, 1996.

ARCOVA; F. C. S.; CICCIO, V. Características do deflúvio de duas microbacias no Laboratório de Hidrologia Florestal Walter Emmerich, Cunha – SP. **Revista do Instituto Florestal**, São Paulo, v. 9, n. 2, p. 153-170, 1997.

ARMANI, G. Variações da temperatura e umidade na bacia B do Núcleo Cunha – SP. In: SEMINÁRIO DE PESQUISA EM GEOGRAFIA FÍSICA, 1., 2003, São Paulo, 2003, p. 288 - 300.

ARMANI, G. *Interações entre a atmosfera e a superfície terrestre: variações da temperatura e umidade na bacia B do Núcleo Cunha (IF) - SP*. São Paulo. 2004. 198 f. 1v. Dissertação (Mestrado) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, 2004.

ARMANI, G.; GALVANI, E. Avaliação de um abrigo meteorológico de baixo custo. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 14, n. 1, p. 116-122, 2006.

ARYA, S. P. Introduction to micrometeorology. 2. ed. London: Academic Press, 2001. 420 p. (International Geophysics Series, 79).

AZEVEDO, T. R. Derivação antrópica do clima na Região Metropolitana de São Paulo abordada como função do ritmo semanal das atividades humanas. 2001. 1v. Tese (Doutorado) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001.

AZEVEDO, T. R.; FUNARI, F. Desempenho de registradores digitais de temperatura e umidade do ar em abrigo meteorológico padronizado: estudo comparativo preliminar visando uso em trabalhos de campo. **GEOUSP**, n. 10, p. 147-164, 2001.

AZEVEDO, T. R.; TARIFA, J. R. Miniabrigo meteorológico aspirado do Laboratório de Climatologia e Biogeografia e seu uso no estudo geográfico do clima. **GEOUSP**, n.10, p. 165-174, 2001.

BÄRRING, L.; MATTSSON, J.O.; LINDQVIST, S. Canyon geometry, street temperatures and heat urban island in Malmo, Sweden. **International Journal of Climatology**, v. 5, n. 4, p. 433-444, 1985.

BITENCOURT, D. P.; ACEVEDO, O. C. Modelling the interation between a river surface and the atmosphere at the bottom of a valley. **Boundary-Layer Meteorology**, n. 129, p. 309-321, 2008.

BLACK, T. A.; McNAUGHTON, K. G. Psychrometric apparatus for Bowen-Ratio determination over forests. **Boundary-Layer Meteorology**, n. 2, p. 246-254, 1971.

BORBA, J.C.C.; MOLION, L. C. B.; QUERINO, C. A. S.; LIMA, E. A. Comparação dos balanços de radiação sobre duas florestas amazônicas. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 12, 2002, Foz do Iguaçu. *Anais...* Foz do Iguaçu: Sociedade Brasileira de Meteorologia, CD-ROM, p. 2248-2251.

CARVALHO, J. L.; CICCIO, V.; FUJIEDA, M. Algumas propriedades físicas dos solos da bacia experimental “D” no Núcleo Cunha - SP. In: CONGRESSO NACIONAL SOBRE ESSÊNCIAS NATIVAS, 2., 1992, São Paulo, **Anais... Revista do Instituto Florestal**, São Paulo, v.4, p. 753-759, pt.3, 1992 (Edição Especial).

CASTRO FILHO, B. M.; BRANDINI, F. & PIRES-VANIN, A. M. S. Costa Norte e Sul concentram potencial pesqueiro. **Scientific American Brasil**, v. 1, n.12, p. 32-41, 2003.

CICCIO, V.; EMMERICH, W.; FARIA, A. J.; FUJIEDA, M. Projeto de pesquisas hidrológicas em floresta natural na Reserva Estadual de Cunha: determinação do balanço hídrico. In: SEMINÁRIO SOBRE ATUALIDADES E PERSPECTIVAS FLORESTAIS. A INFLUÊNCIA DAS FLORESTAS NO MANEJO DE BACIAS HIDROGRÁFICAS, 11., 1984, Curitiba. **Anais...** Curitiba: EMBRAPA/PFPN, 1985 p. 153-142.

CICCO, V.; FARIA, A. J.; ARCOVA, F. C. S.; SHIMOMISHI, P. Y. (1985b) Determinação do balanço hídrico com emprego de bacia experimental em mata natural secundária. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS E SIMPÓSIO INTERNACIONAL DE RECURSOS HÍDRICOS EM REGIÕES METROPOLITANAS, 6., 1986, São Paulo. **Anais...** São Paulo, Associação Brasileira de Hidrologia e Recursos Hídricos, 1986. p. 234-246.

CICCO, V.; EMMERICH, W.; FUJIEDA, M. Determinação da curva-chave do vertedouro da bacia hidrográfica experimental “D” no Parque Estadual da Serra do Mar - Núcleo Cunha, SP. **Boletim Técnico do Instituto Florestal**. São Paulo, v. 41, n. 2, p. 79-96, 1987.

CICCO, V.; ARCOVA, F. C. S.; SHIMOMICHI, P. Y. Estimativa da evapotranspiração em bacia hidrográfica com floresta natural secundária de mata atlântica, São Paulo. **Revista do Instituto Florestal**, São Paulo, v.1, n. 2, p. 43-54, 1989.

CICCO, V.; ARCOVA, F. C. S.; CESAR, S. F.; CARVALHO, J. L.; FUGIEDA, M. Relações entre a precipitação e os escoamentos total, direto e de base em uma bacia hidrográfica experimental, na região da serra do Mar, Cunha - SP. *Revista do Instituto Florestal*. São Paulo, v.7, n.1, p. 57-64, 1995.

CONTI, J. B. *Circulação secundária e efeito orográfico na gênese das chuvas na região leste paulista*. São Paulo, Instituto de Geografia da Universidade de São Paulo, 1975 82p. (Série Teses e Monografias, 18).

COOKE, R. U. & DOORNKAMP, J. C. *Geomorphology in environmental management: a new introduction*. 2.ed. Oxford: Clarendon Press, 1990.

CORRÊA, C. S. A ocorrência de fluxos no perfil vertical do vento na baixa atmosfera e seu efeito na intensidade do índice “K”. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 22, n.2, p. 129-133, 2007.

CORRÊA, C. S.; CLARKE, R. T.; SILVEIRA, A. L. L. Estudo da ocorrência de fluxos no perfil vertical do vento na baixa atmosfera com análise das componentes principais (ACP) e a sua relação com a precipitação no Rio Grande do Sul. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 22, n. 1, p. 121-127, 2007.

CPTEC: Glossário. Disponível em:< <http://www.cptec.inpe.br/glossario/#20>>. Acesso em: 15 fev. 2008.

CRESSIE, N.A.C. Statistics for Spatial Data. New York, John Wiley and Sons, Inc.: 1991. 900 p.

DE BIASE, M. Cartas de declividade: confecção e utilização. **Geomorfologia**, São Paulo, Instituto de Geografia - Universidade de São Paulo, n.21, p. 12, 1970.

DE BIASE, M. **Tipologia de sítios urbanos do Vale do Paraíba (SP)**. 1972. 1v. Tese (Doutorado) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1972.

DE BIASE, M. A carta clinográfica: os métodos de representação e sua confecção. **Revista do Departamento de Geografia**, n.6, p.45-60. 1992.

DE BIASE, M.; SIMIELLI, M. E. R.; LUCCHESI, E. S. & OMAKI, N. E. Cartas de orientação de vertentes: confecção e utilização. **Cartografia**, São Paulo: USP/ Instituto de Geografia n. 4, p. 1-12, 1977.

DE BIASE, M.; CUNHA, K. B. Cartas de energia de relevo: sua confecção e utilização. **Boletim Goiano de Geografia**, v.3, n.1, p.195-200, 1983.

DIAS, C. de A. Estudo sobre anomalias hídricas apresentadas em duas microbacias hidrográficas monitoradas no Parque Estadual da serra do Mar, Núcleo Cunha - SP. São Paulo. 1v. Monografia (Trabalho de Graduação Individual) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2000.

DOMINGUES, E. N.; MATTOS, I. F. A.; FURIAN, S. M. Geomorfologia e cobertura vegetal atual da microbacia do ribeirão Barracão no Núcleo Cunha – Parque Estadual da Serra do Mar – SP. **Revista do Instituto Florestal**, São Paulo, v.13, n. 2, p. 189-200, 2001.

DRUILHET, A.; PERRIER, A.; FONTAN, J.; LAURENT, J. L. Analysis of turbulent transfers in vegetation: use of thoron for measuring the diffusivity profiles. **Boundary-Layer Meteorology**, n. 2, p. 173-187, 1971.

EMMERICH, W.; CICCIO, V.; FARIA, A. J.; FUGIEDA, M. Projeto de pesquisas hidrológicas em floresta natural da Reserva Estadual de Cunha. In: ;CONGRESSO NACIONAL DE ESSÊNCIAS NATIVAS, 1982, Campos do Jordão - SP. **Anais...** Silvicultura em São Paulo, São Paulo, 1982. p. 1738-1744. Pt.3 (Edição Especial).

FERRARI, J. A.; KARMANN, I. Comportamento hidrodinâmico de sistemas cársticos na bacia do rio Betari, município de Iporanga - SP. **Geologia USP-Série Científica**. São Paulo, v.8, n.1, p. 1-13, 2008.

FOKEN, T. **Micrometeorology**. Berlin: Springer-Verlag, 2008. 306 p.

FRAZER, G. W.; CANHAM, C. D.; LAERTZMAN, K. P. Gap Light Analyzer (GLA), version 2.0: Imaging software to extract canopy structure and gap light transmission indices from true-colour fisheye photographs, user's manual and program documentation. Copyright © 1999: Simon Fraser University, Burnaby, British Columbia, and the Institute of Ecosystem Studies. Millbrook, New York.

FRIEDRICH, K.; MÖLDERS, N. On the influence of surface heterogeneity on latent heat fluxes and stratus properties. **Atmospheric Research**, v. 54, p. 59-85, 2000.

FUNARI, F. L. **O índice de sensação térmica humana em função dos tipos de tempo na Região Metropolitana de São Paulo**. 2006. 1v, 114 f. Tese (Doutorado) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2006.

FURIAN, S. **Estudo geomorfológico do escoamento superficial pluvial em parcelas experimentais no Parque Estadual da Serra do Mar, Núcleo Cunha - SP: um esboço metodológico**. 1987. 186 f. 1v. Dissertação (Mestrado) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1987.

FURIAN, S.; BARBIÉRO, L.; BOULET, R. Organization of the soil mantle in tropical southeastern Brazil (Serra do Mar) in relation to landslides processes. **Catena**, v.38, p. 65-83, 1999.

FURIAN, S. M.; PFEIFER, R. M. Levantamento de reconhecimento do meio físico do Núcleo Cunha, SP. **Boletim Técnico do Instituto Florestal**, v.40, n.2, p.183-193., 1986.

GEIGER, R. **Manual de microclimatologia: o clima da camada de ar junto ao solo**. 2.ed. Lisboa: Fundação Calouste Gulbenkian, 1990. 556 p.

GOL'TSBERG, I. A. (ed.) *Microclimate of the USSR*. Trad. B. M. E. Lederman. Jerusalem, U.S. Department of Commerce and the National Science Foundation, Washington, D. C., 1969. 236p.

GUTJAHR, M. R. ***Critérios relacionados a compartimentação climática de bacias hidrográficas***: a bacia do Rio Ribeira de Iguape. 1993. 90 f. + anexos 1v. Dissertação (Mestrado) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1993.

HASENAK, H. **Influência das variáveis ambientais sobre a temperatura do ar na área urbana de Porto Alegre, RS**. Porto Alegre, 1989. 1v. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1989.

HERZ, R.; DE BIASI, M. **Critérios e Legendas para macrozoneamento costeiro**. Brasília: Comissão Interministerial para os Recursos do Mar - CIRM, 1989. 198 p.

HIRUMA, S. T. **Significado morfotectônico dos planaltos isolados da Bocaina**. 2007. 205 f. 1v. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.

HOFMANN, G. S.; CERVEIRA, J. F.; AQUINO, F. E.; HASENACK, H. Comportamento térmico em áreas de transição campo e floresta na região dos campos de cima da Serra (RS). In:

SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA FÍSICA, 11., 2005, São Paulo. **Anais...** São Paulo: Departamento de Geografia/FFLCH/USP, 2005. CD-ROM. p. 2042-2053.

HUECK, K. **As florestas da América do Sul: ecologia, composição e importância econômica**. Tradução Hans Reichardt. São Paulo: Polígono, Universidade de Brasília, 1972. 466 p., il.

IBGE Manual técnico da vegetação brasileira. Rio de Janeiro, Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Departamento de Cartografia, 92 p., 1991. (Manuais Técnicos de Geociências, n. 1)

IBGE Manual de normas, especificações e procedimentos técnicos para a carta internacional do Mundo, ao Milionésimo - CIM 1:1.000.000. Rio de Janeiro, Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Departamento de Cartografia, 63 p., 1993. (Manuais Técnicos de Geociências, n. 2).

INSTITUTO ÍBERO-AMERICANO. PATRIMONIO CULTURAL PRUSSIANO. Artistas alemães na América Latina: pintores e naturalistas do século XIX ilustram um continente. Berlim: Instituto Ibero-Americano. Patrimônio Cultural Prussiano, 1979. 148 p.

JARDIM, C. H. *Aspectros topoclimáticos urbanos na bacia do rio Aricanduva na cidade de São Paulo*. São Paulo, 1v. Monografia (Trabalho de Graduação Individual) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, 1998.

JARDIM, C. H. Os microclimas e o uso do solo no vale do rio Aricanduva. In: TARIFA, J. R. & AZEVEDO, T. R. (orgs.) *Os climas na cidade de São Paulo: teoria e prática*. São Paulo, GEOUSP (Coleção Novos Caminhos, 4), p.188-199, 2001.

JARDIM, C. H. *Proposta de síntese climática a partir do comportamento térmico e higrométrico do ar em áreas urbanas*. São Paulo, 1v. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 2007.

JOHNSON, G. T.; WATSON, I. D. The determination of view factors in urban canyons. *Journal of Applied Meteorology*, v. 23, p. 329-335., 1984.

KIDRON, G. J. Analysis of dew precipitations in three habitats within a small arid drainage basin, Negev Highlands, Israel. *Atmospheric Research*, v. 55, p. 257-270., 2000.

KOUSKY, V. E.; ELIAS, M. *Meteorologia sinótica: parte I*. São José dos Campos, INPE. 107 p., 1982.

LEE, I. Y.; COULTER, R. L.; PARK, H. M.; OH, J. -H. Numerical simulation of nocturnal drainage flow properties in a rugged canyon. *Boundary-Layer Meteorology*, n. 72, p. 305-321, 1995.

LEFEBVRE, H. *Lógica Formal Lógica Dialética*. Trad. C. N. Coutinho. Rio de Janeiro, Ed. Civilização Brasileira S.A., 301 p, 1975.

LIMA, N.G.B. Análise microclimática dos manguezais da Barra do Ribeira – Iguape/ SP. São Paulo, 1v. Dissertação (Mestrado) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, 183p., 2009.

MACHADO, A. J.; AZEVEDO, T. R. Fluxo diurno de radiação de onda longa recebida em um trajeto urbano arborizado. In: Simpósio Brasileiro de Geografia Física, 11, 2005, São Paulo. Anais... São Paulo: Departamento de Geografia/FFLCH/USP, CD-ROM. 2005, p. 100-109.

MARQUES FILHO, A. O.; DALLAROSA, R. G.; PACHÊCO, V. B. (2005) Radiação solar e distribuição vertical de área foliar em floresta - Reserva Biológica do Cuieiras - ZF2, Manaus. Acta Amazônica, Vol. 35, n. 4, p. 427-436.

MONTEIRO, C. A. de F. A frente polar atlântica e as chuvas de inverno na fachada sul-oriental do Brasil. São Paulo, Instituto de Geografia da Universidade de São Paulo, 69p., 1969. (Série Teses e Monografias, 1).

MONTEIRO, C. A. de F. Análise rítmica em climatologia: problemas de atualidade climática em São Paulo e achegas para um programa de trabalho. São Paulo, Instituto de Geografia da Universidade de São Paulo., 20p., 1971. (Climatologia, 1)

MONTEIRO, C. A. de F. A dinâmica climática e as chuvas no Estado de São Paulo: estudo geográfico sob a forma de atlas. São Paulo, Instituto de Geografia da Universidade de São Paulo, 129p., 1973.

MONTEIRO, C. A. de F. Teoria e Clima Urbano. São Paulo, 1v. Tese (Livre-docência) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, 1976.

MONTEIRO, C. A. de F. Environmental problems in São Paulo Metropolitan Area: the role of urban climate with special focus on flooding. In: UGI Comission on Environmental Problemas: problems in urbanized regions, p. 17-38, 1980.

MONTEIRO, C. A. de F.; TARIFA, J. R. (1977) Contribuição ao estudo do clima de Marabá: uma abordagem do campo subsidiária ao planejamento urbano. São Paulo, Instituto de Geografia USP. 51 p. (Climatologia, 7).

MONTEIRO, M. B. C.A. Comparação do perfil vertical da temperatura e da umidade relativa do ar em fragmentos de mata atlântica no interior e arredores da cidade de São Paulo, SP. São Paulo, 1v. Monografia (Trabalho de Graduação Individual) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, 2004.

MONTEIRO, M. B. C. A.; AZEVEDO, T. R. Comparação do perfil vertical da temperatura e da umidade relativa do ar em fragmentos de mata atlântica no interior e arredores da cidade de São Paulo, SP. *Estudos Geográficos*, Rio Claro, v.3, n.2, p. 1-13, 2005.

NUNEZ, M.; OKE, T. R. Long-wave radioactive flux divergence and nocturnal cooling of the urban atmosphere. *Boundary-Layer Meteorology*. v. 10, p.121-135,1976.

NUNEZ, M.; OKE, T. R. The energy balance of an urban canyon. *J. Appl. Meteorol.* 16. p.11-19, 1977.

OKE, T. R. Canyon geometry and the nocturnal urban heat island: comparison of scale model and field observations. *Journal of Climate*, v.1, p. 237-254, 1981.

OKE, T. R. The energetic basis of the urban heat island. *Quarterly J. Royal Meteor. Society*, v.108, p. 1-24, 1982.

OKE, T. R. Street design and urban canopy layer climate. *Energy and Building*, v.11, p. 103-113, 1988.

ONSET. Hobo Pressure: user's manual. Bourne, Massachusetts, ONSET Computer Corporation, 1999.

ONSET. Hobo H8 Pro Series: user's manual. Bourne, Massachusetts, ONSET Computer Corporation, 2002.

PEREIRA NETO, S. D.; MATTOS, A. Caracterização micrometeorológica de uma floresta de *pinus elliotti* em uma área de cerrado. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 12, 2002, Foz do Iguaçu. *Anais...* Foz do Iguaçu: Sociedade Brasileira de Meteorologia, CD-ROM, p. 2715-2728.

RIJKOORT, P. J.; SCHMIDT, F. H.; VELDS, C. A.; WIERINGA, J. A meteorological 80-m tower near rotterdam. *Boundary-Layer Meteorology*, n. 1, p5-17, 1970.

RODIGUEZ ANIDO, N. M. Caracterização hidrológica de uma microbacia experimental visando identificar indicadores de monitoramento ambiental. Piracicaba, 1v. Dissertação (Mestrado) – Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, 69p, 2002.

ROMARIZ, D. A. Vegetação. In: Geografia do Brasil: grande região Sul. 2 ed. Rio de Janeiro, IBGE, v.4, tomo I, 1968.

ROMARIZ, D. A. Aspectos da vegetação do Brasil. 2 ed. São Paulo, Edição da Autora, 60 p., 1996.

SÁ, L. D. A.; ANDRADE, E. S. Curvatura do perfil vertical de temperatura potencial virtual acima do pantanal em períodos noturnos: diferenças entre as estações seca e úmida. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.21, n.3b, p. 413-417, 2006.

SALVI-SAKAMOTO, L.L. Relações entre a temperatura do ar e a “configuração do céu” na área central da metrópole paulistana: análise de dois episódios diários. São Paulo, 1v. Dissertação (Mestrado) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, 1994.

SALVI-SAKAMOTO, L.L. Os microclimas e a “configuração do céu” na área central. In: TARIFA, J. R. & AZEVEDO, T. R. (orgs.) Os climas na cidade de São Paulo: teoria e prática. São Paulo, GEOUSP (Coleção Novos Caminhos, 4), p.165-187, 2001.

SANT’ANNA NETO, J.L. *Ritmo climático e a gênese das chuvas na zona costeira paulista*. São Paulo, 1v. Dissertação (Mestrado) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, 156p., 1990.

SASAKI, Y. On the micro-scale distribution of the nocturnal cooling in a small basin. *Science Reports of the Tohoku University*, v. 23, p. 163-185, 1973. SERRA, A.B. Orvalho – Geada. In: SERRA, A.B. *Climatologia do Brasil*. Rio de Janeiro: CNPQ, 1977. 29p. (Fascículo 25).

SERRA, A. Circulação Superior. *Revista Brasileira de Geografia*, v.4, n.1, p. 1-126, 1954.

SERRA, A.; RATISBONA, L. As massas de ar na América do Sul. Rio de Janeiro, Ministério da Agricultura, Serviço de Meteorologia. 59p + anexos, 1942.

SETTE, D. M. O holorritmo e as interações trópico-extratropical na gênese do clima e as paisagens do Mato Grosso. São Paulo, 1v. Tese (Doutorado) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, 2000.

SETTE, D.M.; TARIFA, J.R. O holorritmo e o espaço geográfico de Mato Grosso, In: Encontro Nacional de Geógrafos, 13. *Anais...* 2002. João Pessoa, AGB-UFPB. CD-Rom

SHITARA, H.; HOSOKAWA, K.; ISHIKAWA, I.; KIKUCHI, R.; MAKITA, H.; SASAKI, Y. (1973) On the micro-scale distribution of the nocturnal cooling in a small basin. *Science Reports of the Tohoku University*, v. 23, p. 163-185,

SMITH, F. B.; CARSON, D. J.; OLIVER, H. R. Meand wind-direction shear through a forest canopy. *Boundary-Layer Meteorology*, n. 3, p179-190, 1972.

SORRE, M. Le climat et l'homme. In: _____. *Les fondements de la géographie humaine*. Paris, Armand Colin, v.1, p.13-43, 1951.

SOUSA, A. M. L.; ROCHA, E. J. P.; COHEN, J. C. P. Desenvolvimento da camada limite planetária nos ecossistemas de mangue e floresta. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 21, n. 3b, p. 224-232, 2006.

STATSOFT. *Statistica for Windows (Volume III)*: statistics II. 2ª ed. Tulsa, StatSoft, Inc., p. 3000-3782, 1995.

STEYN, D. G. The calculation of view factors from fisheye lens photographs. *Atmosphere-Ocean*, n.18, v.3, p.254-258, 1980.

STOUTJESDIJK, P. H.; BARKMAN, J. J. Microclimate, vegetation and fauna. Uppsala, Sweden, Opulus Press, 216 p., 1992.

STRAHLER, A. N. Geografia física. 7.ed. Barcelona, Ediciones Omega S.A., 767 p., 1984.

TARIFA, J. R. *Sucessão de tipos de tempo e variação do balanço hídrico no extremo Oeste paulista*. São Paulo, Instituto de Geografia da Universidade de São Paulo, 71p. (Série Teses e Monografias, 8), 1973.

TARIFA, J. R. *Fluxos polares e as chuvas de primavera-verão no Estado de São Paulo: uma análise quantitativa no processo genético*. São Paulo, Instituto de Geografia da Universidade de São Paulo, 93p. (Série Teses e Monografias, 19), 1975.

TAFIRA, J. R. Sobre um programa de 'climatologia experimental' na Região Metropolitana de São Paulo. *Boletim Paulista de Geografia*, São Paulo, Associação dos Geógrafos Brasileiros, n. 52, 1976.

TARIFA, J. R. Análise topo e microclimática e o trabalho de campo: o caso de São José dos Campos. São Paulo, Instituto de Geografia USP. 25 p. (Climatologia, 11), 1981.

TARIFA, J. R. O ritmo e a prática do estudo dos climas de São Paulo (1970-2000). In: TARIFA, J. R. & AZEVEDO, T. R. (orgs.) Os climas na cidade de São Paulo: teoria e prática. São Paulo, GEOUSP (Coleção Novos Caminhos, 4), p.11-33, 2001.

TARIFA, J. R. *Os climas nos maciços litorâneos da Juréia-Itains: um ensaio de ritmanálise*. São Paulo, 2v. Tese (Livre-docência) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, 2002.

TARIFA, J. R.; ARMANI, G. Unidades climáticas urbanas da cidade de São Paulo (primeira aproximação). In: Atlas Ambiental do Município de São Paulo. São Paulo, Prefeitura do Município de São Paulo - SEMPLA/SVMA, 1v., 2000. CD-ROM.

TARIFA, J. R.; ARMANI, G. Os climas urbanos. In: TARIFA, J. R. & AZEVEDO, T. R. (orgs.) *Os climas na cidade de São Paulo: teoria e prática*. São Paulo, GEOUSP (Coleção Novos Caminhos, 4), p.47-70, 2001.

TARIFA, J. R.; SETTE, D. M. O holorritmo e o trabalho de campo em climatologia: uma contribuição metodológica. In: Simpósio Brasileiro de Geografia Física, 13, 2009, Viçosa. *Anais...* Viçosa: UFV, CD-ROM.

TORRENCE, C. E.; COMPO, G. P. A practical guide to wave let analysis. *Bull. of the American Meteorological Society*. Vol. 79, No 1: p. 61-78. 1998.

TRICART, J. O campo na dialética da Geografia. In: Reflexões sobre a Geografia. São Paulo, AGB-São Paulo, 97-119p., 1980.

VOSPER, S. B.; BROWN, A. R. Numerical simulations of sheltering in valleys: the format of nighttime cold-air pools. *Boundary-Layer Meteorology*, n. 127, p429-448, 2008.

YAMASHITA, S.; IMAMURA I. R; MONTEIRO, C.A.F. (1988) Observation of the heat island in Patos and Campina Grande, northeast Brazil. *Latin America Studies*, p. 145-156, 1988.

ZHANG, Q.; HUANG, R. (2004) Water vapor exchange between soil and the atmosphere over a Gobi surface near an oasis in the summer. *Journal of Applied Meteorology*, v.43, p 1917-1928, 2004.

ANEXOS

ANEXO 1: RESUMO DAS ANÁLISES SINÓTICAS DE 9-17/11/2008

Para Gustavo Armani – pelo Prof. Rubens J. Villela

1 – CARTAS DE SUPERFÍCIE DO CPTEC das 12z

Dia 9 – ALTA do Atlântico com 1032 hPa localizada a E distante de Viedma, estendendo-se no sentido W-E; KF (frente fria) estacionária e em dissipação a E do ES

Dia 10 – ZCAS + KF estacionária a E de RJ com BAIXA 1012 a E e bem distante do RS; KF estacionária a E do Uruguai/RS.

Dia 11 – ALTA com 1024 hPa a E de Mar del Plata, KF secundária a E distante do RS, KF em dissipação altura do ES unida a ZCAS; cavado orientado NW-SE sobre SP.

Dia 12 – ALTA de 1024 hPa a E do Uruguai/RS estendida W-E, ZCAS RJ + cavado sentido W-E + KF estacionária no sul de SP estendendo para E.

Dia 13 – BAIXA SECUNDÁRIA 1012 hPa costeira desde E de Florianópolis a Cabo S. Tomé e com cavado+KF estacionária a E do PR (tendo recuado para o S), ALTA do Atlântico com 1024 hPa a E distante do RS/Uruguai dominando.

Dia 14 – BAIXA de 1008 hPa a E de Porto Alegre com WF orientada W-E, ALTA de 1024 hPa a E distante do RS/Uruguai, ZCAS em SP/RJ.

Dia 15 – BAIXA DUPLA (sistema grande), com BAIXA 1000 hPa a E do Prata com KF estendendo-se a Cabo Frio, BAIXA 996 hPa a E de Viedma com KF ao Uruguai, ALTA 1024 sobre Neuquén.

Dia 16 – BAIXA consolidada em uma única com 980 hPa a E de Trelew/Viedma, ALTA 1024 hPa (continental) a NW de Rosário com crista estendendo-se até o S de Cabo Frio, KF em Cabo Frio, KF secundária em SC.

Dia 17 – ALTA de 1020 hPa a E do RS estendendo-se no sentido WSW-ENE, KF estacionária neste mesmo sentido de Resistência ao Rio de Janeiro, KF a E de RJ, ZCAS no ES.

Notas: a) o valor dos centros de pressão corresponde à última isóbara fechada; b) BAIXA secundária, considera-se uma zona de baixa sem isóbara fechada.

2 – CARTAS DE 500 hPa DO CPTEC das 12Z

Dia 9 – Vento WSW no E de SP, ALTA no norte da Argentina, padrão quase zonal.

Cavado a E distante de PR/SC, BAIXA secundária de 5800 mgp um pouco distante a E de Florianópolis; SUBSIDÊNCIA favorecida sobre SP.

Dia 10 – Cavado aberto a E de Cabo Frio projetando-se para S (vento SP W-WSW), a ALTA deslocou-se para W ficando a W do N do Chile; SUBS. FRACA sobre SP.

Dia 11 – O cavado deslocou-se para E, vento em SP de WSW com SUBS., Cavado fraco no Uruguai.

Dia 12 – CAVADO se aprofundando no RS, SP com vento NW (na dianteira do cavado).

Dia 13 – Formou BAIXA FECHADA de 5720 mgp sobre o N do RS, SP com vento NW. Padrão amplamente zonal sobre o Pacífico e Atlântico de Viedma para o sul.

Dia 14 – A BAIXA moveu-se para E e perdeu intensidade tornando-se BAIXA SECUNDÁRIA de 5720 a E do RS; vento em SP WNW 50 kt, Cavado em Florianópolis em forma de Ω .

Dia 15 – SP sob cavado aberto (vento W 30 kt), BAIXA secundária de 5640 a E distante do Uruguai.

Dia 16 – O cavado aberto deslocou-se para E (SP com vento W-WSW 40 kt), BAIXA de 5360 a E distante de Viedma. Situação favorece SUBS. fraca sobre SP.

17 – Cavado continuou afastando-se para E, CAVADO muito fraco sobre Florianópolis, SP com vento W-WNW.

3 – CARTAS DE 250 hPa DO CPTEC das 12Z

Dia 9 – Vento em SP SW 70 kt, situação de SUBSIDÊNCIA, cavado aberto a E do ES.

Dia 10 – SP vento W/WSW 50 kt, fluxo zonal, ALTA da Bolívia sobre Cuiabá.

Dia 11 – SP vento W-WNW 90 kt, SUBS. fraca, cavado muito fraco sobre Foz do Iguaçu.

Dia 12 – SP vento WNW/W 70 kt, CAVADO/BAIXA 2.ÁRIA sobre Porto Alegre (vento NNW em PA, de SE sobre BUE).

Dia 13 – SP vento WNW/W da JET STREAM, CAVADO com BAIXA no N do RS.

Dia 14 – SP sob JET STREAM de NW (Galeão NW a 50 nós), na dianteira de CAVADO em Paranaguá estendendo para o sul, BAIXA 2.ÁRIA a E de P. Alegre.

Dia 15 – SP ainda sob JET de W-WSW, CAVADO fraco de Paranaguá para o sul, a BAIXA 2.ária se afastou para SE.

Dia 16 – SP vento W-WSW 80 kt, tem SUBS, cavado a E de RJ, outro cavado a E do Prata.

Dia 17 – SP vento W (JET sobre Curitiba) (Galeão W 80 ou 90 kt de 265 graus), SP sob SUBS. fraca.

4 – CARTAS PROGNÓSTICO DE SUPERFÍCIE DO MRF – válidas às 24Z (21 h) do dia indicado, primeiro dado é o vento previsto na Ilha Grande, acrescento a previsão das cartas de 1 a 5 dias da South American Desk do NCEP

Dia 9 – vento E, situação de crista. NCEP: KF deslocou-se para N seguida de crista na área Angra-I. Grande.

Dia 10 – Vento SW x E associado a crista e cavado juntos, ALTA 2.ária 1020 no Prata.

Dia 11 – vento SE-ESE, BAIXA de 1012 na altura de Vitória, ALTA de 1024 a E de Viedma, KF no ES. NCEP: KF estacionária.

Dia 12 – Vento SE de crista/cavado, ALTA 1024 a E do Prata; precipitação em Parati = 29,8 mm.

Dia 13 – vento NW associado a BAIXA 2.ária em RJ. NCEP: KF estacionária com ONDA a E de Florianópolis.

Dia 14 – vento SW associado a BAIXA 1006 hPa a E do RS. NCEP: KF regrediu para Sul, BAIXA 1004 hPa a E de Rio Grande.

Dia 15 às 12Z – vento SW x calmo, BAIXA 1000 hPa a E de Viedma e outra igual a E Uruguai, precipitação em Parati = 1,2 mm.

Dia 15 – vento NE x ESE, BAIXA de 994 hPa a E de Mar del Plata e a E do Prata.

Dia 16 – vento SW associado a crista, ALTA de 1024 hPa sobre Rosário, BAIXA de 980 hPa E distante de Viedma.

5 – CARTAS PROGNÓSTICO DE 500 hPa DO MRF válidas às 24Z (21 h do dia indicado); indico a vorticidade ciclônica prevista, ou situação de vorticidade neutra, e se situação promove SUBSIDÊNCIA, para área de Angra-I. Grande (para ajudar previsão de chuva)

Dia 9 – ciclônica fraca.

Dia 10 – neutra/SUBS., cavado a E de RJ-Prata

Dia 11 – neutra, cavado a E de ES/RJ

Dia 12 – Neutra, cavado sobre Posadas

Dia 13 – Neutra, BAIXA de 5760 sobre o RS

Dia 14 – SUBS. fraca, BAIXA de 5730 sobre Porto Alegre

Dia 15 carta das 12Z – ciclônica fraca, cavado em Paranaguá para SSE, outro no Prata para SSE

Dia 15 – SUBS. fraca, cavado em RJ para SSE, e cavado Uruguai para SSE

Dia 16 – SUBS. FORTE, BAIXA de 5340 a E distante de Viedma.

6 – OBSERVAÇÕES LOCAIS (feitas na minha residência, começando pela tendência barométrica em 24 horas):

Dia 8 – chego de Salvador em Congonhas às 11h30, operando pista 17, pancadas de chuva à tarde.

Dia 9 – baro. 1015.0, encoberto com Cs, Congonhas pista 17, “brisa marinha” à tarde com St.

Dia 10 – baro -0,9 hPa/24h, encoberto com Cs, Sc Pista 17 Brisa com encoberto St, à noite chuvisco

Dia 11 – baro. +1.9 quase encoberto StSc, Cs passando a encoberto com Sc Pista 17 Abriu parcialmente Brisa

Dia 12 – baro. -1.0 St abrindo, AsCs Pista 17 passou a 35, 1830Z pancada, 20Z Trovoada, passando a pista 17

Dia 13 – baro -1.4 encoberto Sc Pista 17 passou a pista 35, 18Z+ pequena pancada e vento passou a pista 17

Dia 14 – baro -1.7 quase encoberto Sc, Ac abraindo parcialmente. Brisa tardia sem St

Dia 15 – baro +0.2 céu claro passando Sc esparsos, pista 35

Dia 16 – viagem a Salto, formação Cu e vento NW-NE, calor

Dia 17 – baro +5.4 ! (em 48 h), partida de Congonhas para Salvador às 1345Z, duas camadas de Sc, subindo acima de camada de As a seguir dentro e fora das nuvens depois Cs e CBs decorrido menos de 1 h de vôo no nível 39.000 pés, turbulência ocasional.

CONCLUSÃO GERAL

Em relação ao Sudeste brasileiro, o sistema dominante no período, em superfície, foi a ALTA subtropical do Atlântico Sul, a princípio forte, reforçada por uma ALTA polar, com 1032 hPa bem ao largo da costa Argentina. A frente fria associada permaneceu semi-estacionária nos estados de RJ e MG, associando-se por vezes à ZCAS, retrocedendo para o sul ao final do período.

Perdendo intensidade e afastando-se no oceano para Leste, esta ALTA abriu espaço para pequenas ciclogêneses (formação de BAIXA) costeiras (1008 a 1012 hPa). (Não se trata de possível expansão da BAIXA continental do Chaco, como soe acontecer). Estas BAIXAS pequenas ou secundárias geraram na sua retaguarda, pela entrada de vento SW, pequenas cristas de alta pressão (orientadas SW-NE) que afetaram a área, seu efeito podendo ser confundido com penetração de “ar polar” (muito fraco, destruído pelo aquecimento diurno).

As condições em altitude (500 e 250 hPa) são essenciais para definir as situações sinóticas do período analisado, pois os sistemas em superfície foram fracos e pouco definidos. No início havia um cavado de oeste afastando-se da costa Sudeste e Sul brasileira, pouco intenso e muito “aberto” (pequena amplitude); na sua retaguarda (área de SP) as condições portanto seriam favoráveis a subsidência (embora fraca) e estabilização, contrariando a convecção. Já a partir do dia 12 aprofundou-se (intensificou) muito rapidamente um cavado de oeste sobre o RS, bem notado no nível de 500 hPa (onde os sistemas estão mais claros). No dia seguinte (13), neste cavado formou-se uma BAIXA fechada de 5720 hPa sobre o Norte do RS, e em consequência SP ficou na dianteira deste cavado, com o vento NW típico; lembrando a meteorologia dinâmica, na dianteira de cavado superior ocorre levantamento e instabilização, com condições para ciclogênese (que na superfície foi fraca, junto a costa como já dissemos).

Este cavado e BAIXA progrediram normalmente para leste e no dia 14 já haviam diminuído de intensidade e extensão. Na sua retaguarda (ainda conforme a dinâmica) temos então condições de subsidência e tendência para estabilização (dias 14-16, dia 17 cavado em 500 hPa muito fraco sobre Florianópolis).

Cabe notar que nos últimos anos a prática sinótica mostra visível alteração nos padrões “clássicos”, tornando difícil a aplicação de modelos conceituais antigos da Meteorologia Brasileira, e mesmo sul-americana. Antes as frentes frias realmente seguiam um padrão cíclico regular, podendo-se convenientemente dividir os períodos de evolução do tempo na

maior parte do Brasil em fases pré-frontal (aquecimento, vento NW), frontal (vento rondando para SW, S e SE, precipitações), e pós-frontal (vento SE a E, domínio de ALTA polar fundindo-se com a ALTA subtropical no Atlântico). Deste modo, havia intervalos definidos com domínio de massas de ar características aproximando-se das clássicas, originalmente criadas pela Escola Escandinava. Hoje tornam-se freqüentes situações menos estáticas e mais perturbadas e variáveis, com ocorrência incrementada de fenômenos violentos do tipo tornado, por exemplo, entre outros sinais de mudança climática associada ao aquecimento global. Mas também há longos períodos de aparente estagnação, sem nenhuma frente atuando no Brasil! Entretanto, conceitos básicos da moderna dinâmica (física) atmosférica continuam tendo aplicação, e o progresso observacional e computacional (modelagem) permite análises de grande detalhe e precisão, esclarecendo causas das alterações do tempo e estabelecendo nova tipologia de seus estados; citamos como exemplo, o papel da “Alta da Bolívia”, VCANs (Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis), ZCAS, jato de baixos níveis e seu papel na atividade convectiva no que era tido como atuação da Baixa do Chaco, Complexos Convectivos de Meso-escala, “virgula invertida” (assinatura de núcleos de vortacidade ciclônica em médios e altos níveis), etc. As análises atuais detectam até pequenas irregularidades (cavados) no flanco N e NW de Altas no oceano ao largo da costa Sudeste brasileira, que causam instabilidade. (A propósito, a estes não se aplica a velha terminologia “*cavado invertido*”, que realmente se aplicava a cavados de leste no Caribe ao sul de uma frente fria proveniente da América do Norte). (Quanto ao termo “**frente polar reflexa**”, nunca foi bem definido pelo Adalberto Serra, mas com efeito vi um único caso que pareceu se aplicar a uma peculiar “frontogênese” que veio “do nada”, constante na minha análise de superfície de 21/12/64 e que se acha publicada no “Boletim Anual 1964” da Federação Brasileira de Vôo a Vela).

RJV/02-03-09